



**EROSION ET TRANSFERTS  
HYDROSEDIMENTAIRES DANS LES BASSINS  
VERSANTS : apports de la caractérisation physique des  
particules pour la compréhension et la modélisation des  
processus**

Cédric Legoût

► **To cite this version:**

Cédric Legoût. EROSION ET TRANSFERTS HYDROSEDIMENTAIRES DANS LES BASSINS VERSANTS : apports de la caractérisation physique des particules pour la compréhension et la modélisation des processus. Hydrologie. Université de Grenoble, 2015. tel-01218213

**HAL Id: tel-01218213**

**<https://theses.hal.science/tel-01218213>**

Submitted on 20 Oct 2015

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Grenoble

Comité d'habilitation « Terre Univers Environnement »

# EROSION ET TRANSFERTS HYDROSEDIMENTAIRES DANS LES BASSINS VERSANTS :

apports de la caractérisation physique des particules  
pour la compréhension et la modélisation des processus

**Cédric Legoût**

Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement

Habilitation à Diriger des Recherches soutenue le 30 septembre 2015 devant le jury  
composé de :

Isabelle BRAUD, *directrice de recherches, IRSTEA Lyon, rapporteur*

Gerard Govers, *professeur, KU Leuven, rapporteur*

Philip Owens, *professeur, University of Northern British Columbia, rapporteur*

Sandrine Anquetin, *directrice de recherches, CNRS Grenoble, examinateur*

Christian Valentin, *directeur de recherches, IRD Bondy, examinateur*

# Table des matières

---

1	Présentation générale .....	3
1.1	Contexte et positionnement de mes activités de recherche .....	3
1.2	Organisation du manuscrit .....	4
2	Les temps de transfert en hydrologie : similarités entre écoulements de surface et souterrains .	6
2.1	Transferts de particules à la surface des bassins versants .....	6
2.2	Transferts d'éléments dissous dans les aquifères superficiels.....	9
2.3	Questionnements émergents pour les transferts de particules .....	14
3	Synthèse des activités de recherche sur les processus d'érosion et de transfert des particules .	15
3.1	Production et mise en mouvement des particules .....	15
3.1.1	Vers une utilisation des tests de stabilité structurale en entrée de modèles.....	16
3.1.2	Distances de mise en mouvement par splash .....	20
3.1.3	Relations entre tailles de gouttes de pluie et tailles de particules splashées.....	22
3.2	Transfert des particules sur versant .....	24
3.2.1	La dynamique du ruissellement est-elle correctement reproduite ?.....	24
3.2.2	La sélectivité granulométrique du détachement par la pluie est-elle toujours perceptible en sortie de versant ?.....	28
3.3	Dynamique spatio-temporelle des flux de particules dans les bassins versants de mésoéchelle .....	33
3.3.1	Caractéristiques et incertitudes des flux hydrosédimentaires aux exutoires .....	33
3.3.2	D'où proviennent les MES en transit aux exutoires ? .....	36
3.3.3	Les caractéristiques de taille des particules comme facteur de contrôle des temps de transfert des MES? .....	49
4	Perspectives de recherche : modélisation des transferts hydrosédimentaires dans les bassins versants .....	59
4.1	Quelles informations intégrer dans la fonction de production par la pluie? .....	59
4.2	Faut-il prendre en compte les dynamiques de désagrégation/floculation des particules au cours de leur transit ?.....	62
4.3	Dans quelle mesure la variabilité spatio-temporelle du forçage météorologique contrôle-t-elle la dynamique des flux de MES ? .....	65
5	Curriculum vitae : implications dans l'enseignement et la recherche .....	69
5.1	Etat Civil .....	69
5.2	Etudes et diplômes .....	69
5.3	Activités d'enseignement .....	69

5.3.1	Enseignement .....	69
5.3.2	Responsabilités pédagogiques .....	69
5.4	Activités d'encadrement .....	70
5.4.1	Co-encadrement de thèses et post-doctorats .....	70
5.4.2	Encadrement de stages Licence et Master.....	70
5.5	Animation - évaluation de l'enseignement et de la recherche .....	71
5.6	Participation à des projets de recherche .....	71
5.7	Coordination de projets de recherche .....	71
5.8	Collaborations nationales et internationales .....	71
6	Liste de publications.....	72
6.1	Articles.....	72
6.1.1	Publications internationales acceptées.....	72
6.1.2	Publications internationales soumises ou en préparation.....	73
6.1.3	Brevet et autres publications .....	73
6.2	Colloques .....	74
6.2.1	Conférences internationales .....	74
6.2.2	Conférences nationales .....	76
7	Références bibliographiques .....	78

# 1 Présentation générale

## 1.1 Contexte et positionnement de mes activités de recherche

Mes premières expériences en recherche académique datent de 2002. Elles ont porté sur l'étude des différents mécanismes de l'érosion diffuse, principalement sur la production de particules et leur mise en mouvement par la pluie. Durant la première moitié de l'année 2002, j'ai réalisé mon stage de DEA avec Y. Le Bissonais et S. Leguédais (INRA Orléans) au cours duquel j'ai analysé les mécanismes de désagrégation des particules de sol à partir d'expérimentations de simulation de pluie ( $1 \text{ m}^2$ ). J'ai ensuite prolongé ces 5 mois de stage par un contrat de 6 mois d'ingénieur d'étude afin d'assurer la mise au point du laboratoire de simulation de pluie ( $20 \text{ m}^2$ ) qui était en train de se mettre en place à l'INRA d'Orléans. En parallèle de ces activités techniques, je me suis intéressé aux mécanismes de mise en mouvement des particules désagrégées par la pluie et à leur transfert par le ruissellement.

A l'issue de cette année sur l'étude de l'érosion hydrique des sols, et plus largement des transferts hydrologiques « horizontaux » de surface, j'ai débuté en 2003 une thèse financée par la région Bretagne sur l'étude des transferts hydrologiques « verticaux » dans le sol et le sous-sol, encadrée par J. Molénat (UMR SAS Rennes) et L. Aquilina (Géosciences Rennes). Je me suis intéressé aux mécanismes hydrologiques et biogéochimiques contrôlant la recharge des nappes à surface libre des bassins versants sur socle ( $0.1 \text{ km}^2$ ). Les transferts d'eau et de solutés anioniques ont été au cœur de ce travail, en particulier les nitrates compte tenu des enjeux que revêt la pollution diffuse azotée en contexte d'agriculture intensive. Sur la base d'une approche combinant observations in-situ, expérimentations de traçage in-situ et au laboratoire et modélisation numérique mécaniste, nous avons contribué à l'amélioration des connaissances sur les facteurs de contrôle des temps de transferts de l'eau et des éléments dissous associés à l'eau dans les petits bassins versants.

Au cours de la dernière année de ma thèse (2005), j'ai obtenu un financement de 18 mois pour des travaux post-doctoraux à l'Université Catholique de Louvain avec M. Vanclooster. Dans le prolongement direct de mes recherches conduites en thèse, il s'agissait de développer des méthodes de tomographie électrique permettant de caractériser finement les transferts verticaux d'eau et de solutés dans des sols en contexte agricole. Mon recrutement au 1<sup>er</sup> septembre 2006 comme maître de conférences à l'Université Joseph Fourier m'a contraint à écourter ce travail.

Mes expériences de recherche antérieures i) en érosion des sols et ii) sur les temps de transfert de l'eau en sub-surface m'ont conduit à développer à Grenoble, en collaboration avec les collègues de l'équipe RIVER (Processus hydrologiques et transfert des sédiments) du LTHE (Laboratoire d'Etudes des Transferts en Hydrologie et Environnement), des axes de recherche centrés sur la compréhension des processus gouvernant les transferts des matières en suspension (MES) dans le continuum versant - bassin versant pour des échelles de temps s'étalant de l'évènement pluvieux à quelques années. Bien qu'elles soient relativement fondamentales, ces recherches sont motivées par des enjeux sociétaux et environnementaux importants en termes de gestion des ressources en sols et eaux de la zone critique (Brils, 2008). En Europe l'érosion hydrique est considérée comme la principale menace pesant sur les sols en générant des pertes irréversibles qui limitent les capacités ultérieures de production (Toth et al., 2008). Le transfert des MES vers l'aval peut entraîner l'envasement progressif des ouvrages, hydroélectriques par exemple, ou générer une dégradation de

la qualité des rivières par colmatage du fond ou par agression directe des organes respiratoires des espèces piscicoles (Pimentel et al. 1995 ; Owens et al., 2005 ; Kemp et al. 2011). L'augmentation de la turbidité entraîne également des surcoûts importants pour le traitement de l'eau lorsque celle-ci est utilisée en eau potable. Enfin les MES constituent un vecteur privilégié du transport de contaminants (pesticides, métaux,...) ou de nutriments (C, N, P,...). On assiste ainsi à une multiplication ces dernières années des études sur le rôle de l'érosion et du transport sédimentaire dans la redistribution des stocks de carbone entre les différents compartiments à l'échelle planétaire (Syvitski et al., 2005 ; Kuhn et al. 2009 ; Quinton et al., 2010 ; Wang et al. 2010). Les flux de MES dans les hydrosystèmes semblent en effet participer de manière significative aux cycles des éléments majeurs ainsi qu'à la régulation des flux globaux à l'échelle planétaire. Ces cycles étant avant tout contrôlés par des cinétiques de réactions biogéochimiques, une bonne connaissance des temps de résidence de ces MES dans les hydrosystèmes est un pré requis indispensable à la modélisation des flux globaux.

## 1.2 Organisation du manuscrit

Ce manuscrit se compose de 7 chapitres.

Après avoir présenté brièvement au cours du chapitre 1 mon parcours académique et le positionnement de mes activités de recherches, le chapitre 2 constitue une introduction à la notion de temps de transfert en hydrologie, chère à mon approche. Sont mises avant dans ce chapitre quelques études pointant sur des verrous scientifiques limitant actuellement notre avancée en terme de compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins versants. Le chapitre 3 correspond au corps de ce manuscrit d'HDR et dresse un bilan de mes activités de recherche dédiées à l'étude des processus impliqués dans l'érosion et le transport sédimentaire. Mes activités sont présentées selon 3 sections correspondant chacune à des échelles d'intérêt et donc des processus différents. Ces 3 sections font référence aux 3 questions scientifiques suivantes : i) quels mécanismes gouvernent la production de particules fines, ii) comment ces particules sont-elles transférées sur les versants et iii) quels sont les facteurs contrôlant la dynamique des flux de particules à l'échelle des bassins versants de méso-échelle ? Comme l'illustre la Figure 1, la caractérisation des particules (de sols, de sédiments et en suspension) se place au cœur de mon approche et vient alimenter chacune des 3 sections.

Le chapitre 4 présente trois axes de travail que je propose de développer dans les prochaines années. Ces axes s'inscrivent dans la suite directe des activités présentées au chapitre 3. La place de la modélisation numérique, comme outils d'aide à la compréhension et d'analyse des jeux de données d'expérimentations et d'observations acquis ces dernières années, au sein de notre approche sera renforcée.

Les chapitres 5 et 6 présentent respectivement mon implication dans l'enseignement et la recherche et la liste de mes publications. Les autres références citées dans le manuscrit sont listées dans le chapitre 7.

## 2. Les temps de transfert en hydrologie : similarités entre écoulements de surface et souterrain

### Apports de la caractérisation physique des particules

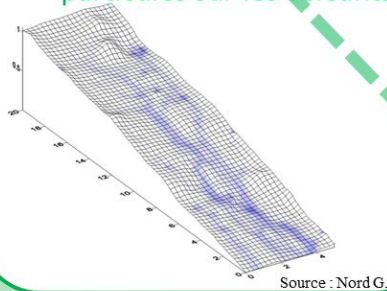


#### 3.1. Production des particules



Source : Cochard P.O.

#### 3.2. Transfert des particules sur les versants



Source : Nord G.



Source : Droppo *et al.* (2005)



Source : Obléd C.

#### 3.3. Dynamique spatio-temporelle des particules dans les bassins



A ou B? A + B? A + b? C??... Source : Michelon A.

### 4. Modélisation des transferts de particules dans les bassins versants : perspectives

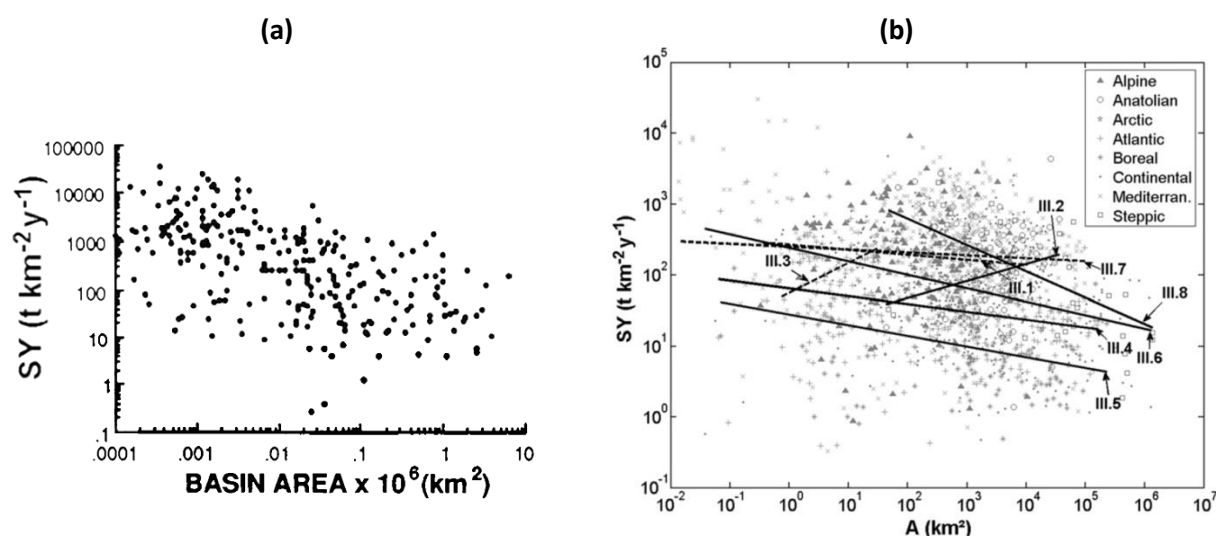
Figure 1 : Schéma d'organisation du manuscrit

## 2 Les temps de transfert en hydrologie : similarités entre écoulements de surface et souterrains

Tout au long de ce manuscrit, le terme de temps de transfert est utilisé au sens large et regroupe aussi bien les notions de point de départ (i.e. les sources) des matières associées à l'eau que les vitesses et chemins empruntés. L'objectif de ce chapitre n'est pas de réaliser un état de l'art exhaustif sur les temps de transfert en hydrologie mais de pointer quelques constats qui ont alimenté ma réflexion et la mise en place de mes activités de recherche. Ces constats sont basés sur une littérature issue de deux communautés différentes. La première concerne les transferts de particules ayant lieu à la surface du sol. La seconde est centrée sur les transferts souterrains dans les sols et les sous-sols d'éléments dissous, correspondant à mes activités de recherche de thèse. Si le travail présenté dans ce manuscrit d'HDR est focalisé sur mes activités de recherche réalisées dans le domaine des transferts de surface, la présentation des activités que j'ai réalisées dans le domaine des aquifères superficiels se justifie à la fois parce que la valorisation des travaux initiés en thèse s'est faite bien au-delà de mon arrivée au LTHE et parce que les questionnements et les approches que j'avais en thèse ont évidemment largement conditionnés les suivants.

### 2.1 Transferts de particules à la surface des bassins versants

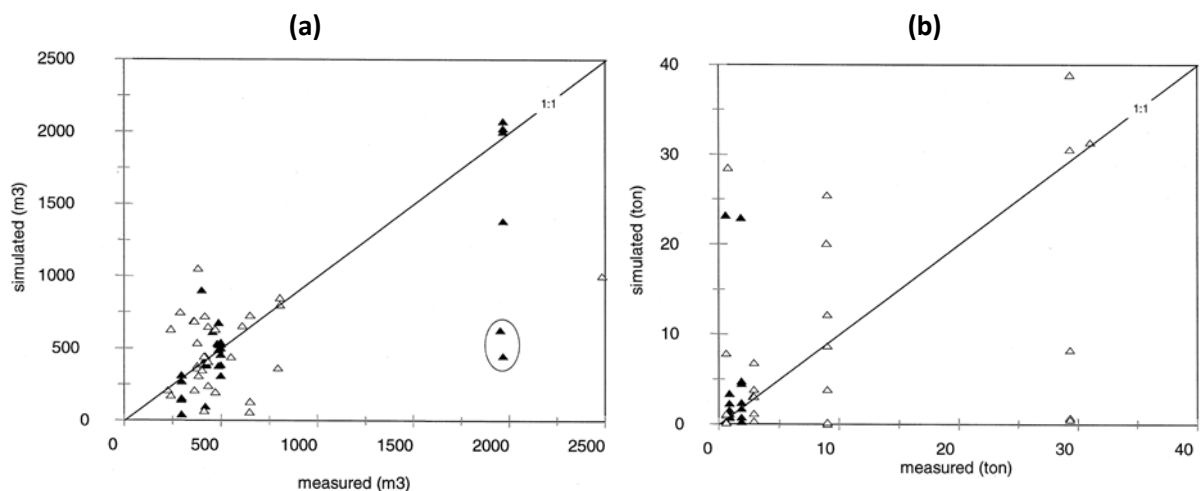
Face aux enjeux sociétaux d'envergure associés au transfert de particules énoncés très brièvement en section 1.1., de nombreuses approches de modélisation ont été proposées pour prédire les flux de sédiments exportés des bassins versants. Parmi les plus simples on peut citer les travaux de Milliman et Syvitski (1992) qui mettent en évidence, à partir d'une base de données mondiale, des corrélations négatives entre les flux spécifiques annuels de MES (ou SY pour Sediment Yield en  $\text{t}/\text{km}^2/\text{an}$ ) et l'aire drainée des bassins versants (Figure 2a). Ces relations présentent une très forte dispersion qui peut cependant être diminuée lorsque le jeu de données total ( $n=280$ ) est séparé par zones géographiques.



**Figure 2 :** Relations entre flux spécifiques annuels de MES (SY) pour (a) 280 bassins versants dans le monde (Milliman and Syvitski, 1992) et (b) 29200 bassins européens (Vanmaercke et al., 2011).



En réalisant le même genre de travail sur un nombre beaucoup plus important ( $n=29200$ ) de bassins versants européens, Vanmaercke et al. (2011) mettent en évidence des grandes tendances entre zones géographiques. Ils obtiennent par exemple des SY plus élevés en contexte méditerranéens ou montagneux que dans d'autres zones en Europe (Figure 2b). Ils confirment également des dispersions extrêmement importantes dans les tendances  $SY = f(\text{aire drainée})$ . En revanche ils soulignent la difficulté à identifier les facteurs environnementaux tels que le climat ou l'altitude en complément de l'aire drainée pour expliquer la variabilité de SY. A noter également que bien que la majorité des corrélations rapportées entre SY et aire drainée soient positives (Vanmaercke et al., 2011), De Vente et al. (2006) obtiennent des corrélations négatives pour un ensemble de bassins versants italiens. Ces différents constats soulignent la difficulté à prédire les SY avec seulement une ou deux variables clés du fait de la multiplicité des processus en jeu (érosion diffuse, érosion concentrée, ravinement, glissements de terrains, laves torrentielles,...). Des tentatives ont tout de même été menées pour proposer des régressions multiples plus élaborées pour prédire les SY. De Vente et al. (2011) ont ainsi cherché à prédire les flux spécifiques annuels de sédiments pour un ensemble de 61 bassins versants espagnols en faisant intervenir pas moins d'une quarantaine de variables environnementales. Si les résultats en phase de calibration sont relativement bons, ceux obtenus en phase de validation montrent qu'une bonne part de la variabilité échappe à ces multiples descripteurs et rend donc impossible l'extrapolation de ces modèles à d'autres contextes. Une autre limitation à ce type de modèles empiriques simples réside dans l'impossibilité de disposer de prédictions de SY de manière distribuée sur un territoire. Cela pénalise grandement la possibilité de localiser les sources principales de MES au sein d'un bassin versant ou d'évaluer l'efficacité d'aménagements qui seraient proposés pour limiter les flux de MES. Pour pallier à cette limitation, de nombreux modèles empiriques distribués ont été développés en parallèle des approches empiriques simples. L'application de l'USLE (Universal Soil Loss Equation) ou de sa version révisée (Renard et al., 1997) à de nombreux contextes en est un bon exemple. Malheureusement ces approches souffrent elles aussi des mêmes problèmes de faible capacité prédictive. En cause, on peut citer par exemple l'insuffisance du seul paramètre K pour décrire l'érodibilité des sols alors que des processus aussi divers que l'érosion par splash, l'érosion en rigoles, l'érosion de berges,... peuvent en être la cause.



**Figure 3 :** Comparaison entre observations et simulations numériques (a) des volumes d'eau écoulés et (b) des quantités totales de MES exportées à l'exutoire d'un bassin de 41 ha lors d'évènements de crue. Les triangles foncés et blancs représentent respectivement les jeux de données de calibration et d'évaluation. Tiré de Jetten et al. (1999).

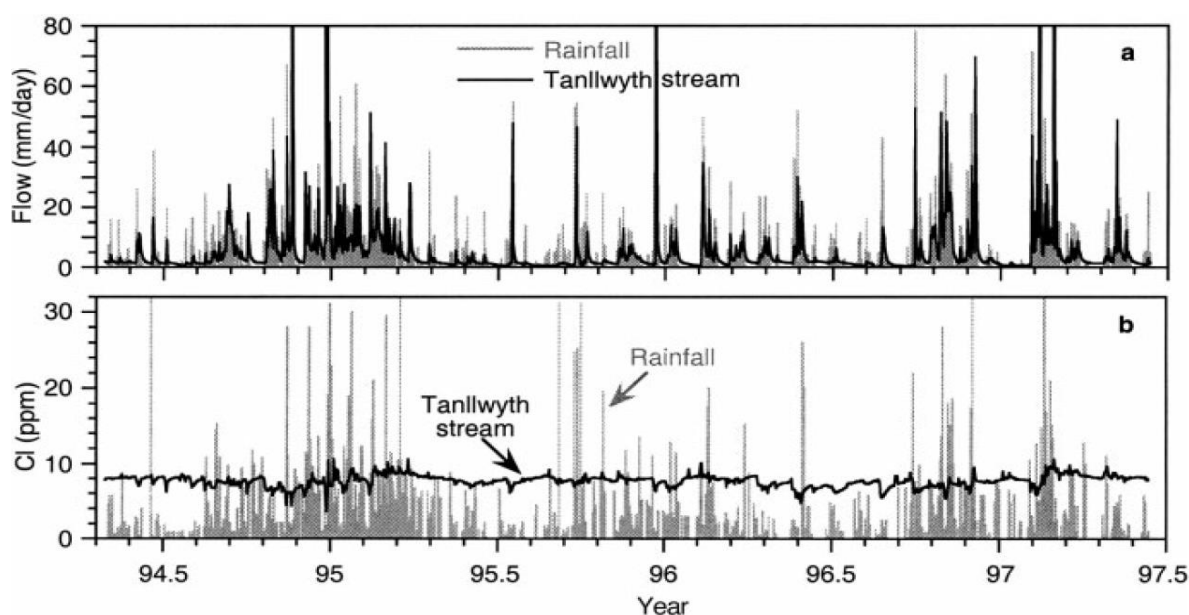
Afin de représenter les différents processus responsables des flux de MES, de nombreux modèles numériques distribués à base physique tels AGNPS (Young et al., 1989), LISEM (De Roo et al., 1996), EUROSEM (Morgan et al., 1998), WEPP (Ascough et al., 1997), DHSVM (Doten et al., 2006),... ont été développés. Du fait de leurs caractères à la fois physique et distribué, ces outils apparaissent comme de bons candidats pour pallier aux limitations précitées. Malheureusement, les performances des modèles existant actuellement sont beaucoup trop faibles pour envisager leur utilisation comme outils d'aide à la décision dans des contextes de changement d'usage des sols ou climatique (Nearing, 1998 ; Jetten et al. 1999; Beven 2006; Boardman 2006 ; De Vente et al., 2013). Dans un travail d'intercomparaison de 7 modèles réalisé pour 10 événements pluvieux sur un bassin versant de 41ha, Jetten et al. (1999) mettent ainsi en évidence que si les volumes d'eau peuvent être considérés comme correctement reproduits (Figure 3a), les divergences entre modèles et observations sont exacerbées dès que l'on s'intéresse aux quantités de MES exportées (Figure 3b). Ce constat peut s'interpréter de deux manières : soit c'est la description et la paramétrisation de l'érosion qui est mise en défaut, soit c'est l'hydrologie elle-même qui est mal simulée par les modèles. Les problèmes d'équifinalité au sens large, identifiés initialement en modélisation hydrologique (Beven and Binley, 1992), sont également très présents en modélisation de l'érosion (Brazier et al., 2000). Jetten et al. (2003) et Gumiere et al. (2011) soulignent ainsi la difficulté des modèles à représenter correctement la dynamique spatiale des processus d'érosion et par conséquent les temps de transfert des MES dans les hydrosystèmes. Ces auteurs suggèrent d'utiliser en entrée de modèles des données spatialisées élaborées à partir d'analyses de modèles numériques de terrain détaillés. L'introduction de ce type d'informations a priori permet par exemple de restreindre le développement de figures d'érosion concentrée à certaines zones identifiées comme critiques (Jetten et al., 2003) ou d'orienter les flux de MES selon les réseau de haies et talus (Gumiere et al., 2011) amenant à des améliorations significatives des performances des modèles. D'autres travaux (Wainwright et al., 2008a,b,c) suggèrent que les distances de transport des particules sont mal simulées par les modèles à base physique en général et proposent une approche de modélisation construite autour de cette considération.

Même si il peut sembler inquiétant de constater que les capacités prédictives des modèles distribués à base physique sont actuellement moins bonnes encore que celles des modèles empiriques (De Vente et al., 2013), déjà jugées insuffisantes par rapport aux besoins, les modèles à base physique restent cependant des outils intéressants pour tester des hypothèses et réaliser des allers retours avec les observations. Ils offrent ainsi la possibilité d'avancer dans la compréhension des interactions entre processus, de les hiérarchiser pour proposer éventuellement ensuite des modélisations plus simples (i.e. conceptuelles voire empiriques). Mes recherches se sont donc jusqu'à présent résolument focalisées sur la modélisation à base physique dans un but cognitif. Le constat sur leur mise en défaut récurrente a motivé les différentes questions scientifiques qui sont présentées dans la suite de ce manuscrit d'HDR. A travers quelques éléments tirés de la littérature sur les aquifères superficiels, la section suivante pointe sur des constats assez similaires de mise en défaut des modèles de transferts hydrologiques ainsi que sur les approches utilisées pour tenter d'y remédier.

## 2.2 Transferts d'éléments dissous dans les aquifères superficiels

<b>D'après les articles :</b>	<i>Legout et al. (2005c) Biogeochemistry, Legout et al. (2007) Journal of Hydrology, Legout et al. (2009) Vadose Zone Journal, Legout et al. (2009) Geoderma, Rouxel et al. (2011) Hydrological Processes.</i>
<b>Collaborateurs principaux :</b>	<i>J. Molénat (INRA Rennes), L. Aquilina (Géosciences Rennes)</i>

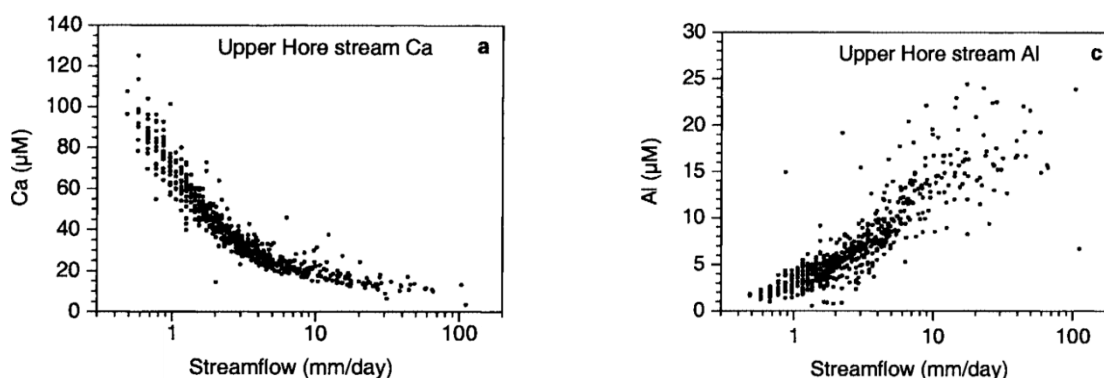
La question de l'origine de l'eau s'écoulant aux exutoires lors d'évènements de crue est probablement une des premières que s'est posée la communauté des hydrologues. Si la réponse à cette question n'est toujours pas évidente aujourd'hui dans bon nombre de contextes, des éléments de compréhension importants ont néanmoins été apportés. Si l'on prend l'exemple du contexte de climat tempéré humide, les nappes superficielles sont généralement un élément clé du cycle hydrologique des petits bassins versants sur socle. Dans ces zones, les nappes de versant peuvent en effet être très réactives et contribuer aux débits de crue de manière quasi intégrale, sans que le ruissellement de surface soit prépondérant (Neal and Rosier, 1990 ; Buttle, 1994). Alors qu'il n'était pas évident a priori de concevoir que l'eau souterraine à elle seule pouvait être responsable de crues aussi rapides, ces éléments de compréhension ont pu être mis en évidence grâce à la combinaison d'approches physiques (suivi des précipitations, des débits en rivière et des piézométries de versant) et hydrochimiques (suivi des éléments dissous).



**Figure 4 :** Evolution sur 3 années (a) des flux d'eau journaliers et (b) des concentrations en traceur conservatif pour la rivière Tanllwyth. Tiré de Kirchner (2003).

Existant depuis plusieurs décennies en hydrologie de sub-surface, cette culture de « l'hydrochimie pour l'hydrologie » s'est révélée déterminante pour remettre en question certains a priori en permettant d'évaluer à la fois l'origine de l'eau en crue, à savoir les contributions respectives du ruissellement de surface et des écoulements souterrains (Hooper and Shoemaker, 1986 ; Wels et al., 1991 ; Buttle, 1994) et les temps de résidence de cette eau (Vitvar and Baldere, 1998). Ces approches ont également été combinées à de la modélisation, les comparaisons des sorties de modèles aux observations hydrologiques et chimiques permettant d'avancer dans la compréhension du

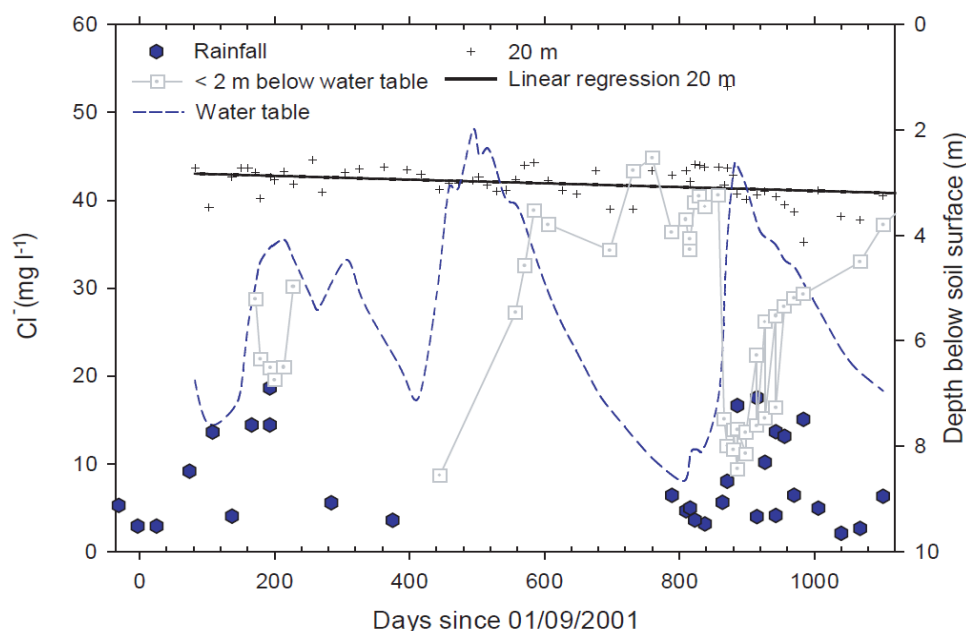
fonctionnement hydrologique (Neal et al., 1988 ; Stewart and Mc Donnell, 1991 ; Robson et al., 1992 ; Soulsby and Dunn, 2003). C'est ainsi qu'à partir du début des années 2000, un débat sur les difficultés à représenter correctement les temps de transfert de l'eau a animé la communauté d'hydrologie de sub-surface (Kirchner, 2003 ; Mc Donnell, 2003 ; Burt and Pinay, 2005). Kirchner (2003) parle d'un double paradoxe en hydrologie. Faisant le constat d'une forte réactivité des débits aux pluies (Figure 4a) alors que la signature en traceurs conservatifs est en général très atténuée (Figure 4b), il s'interroge sur la manière dont les bassins peuvent stocker de l'eau « ancienne » pendant des semaines, des mois ou des années et la restituer en quelques heures en réponse à une pluie. La réponse à cette première question devient encore moins évidente dès que l'on s'intéresse également aux traceurs réactifs (Ca, Si, Al,...) qui sont, eux, très dépendants des débits (Figure 5) et qui présentent des comportements différents d'une espèce à une autre. Comment est-il donc possible que les débits de base et les débits en crue aient des signatures aussi variables alors que pour ces bassins sur socle, tous deux sont majoritairement constitués d'eau ancienne ? Il y a bien sûr la possibilité que des réactions chimiques reconfigurent la chimie de l'eau de manière très rapide lors des crues mais une autre hypothèse plus probable est que l'eau « ancienne » soit constituée de plusieurs réservoirs. Si bon nombre de modèles mécanistes hydrologiques sont capables de reproduire correctement les hydrogrammes en crue (pour de mauvaises raisons), ils sont en revanche souvent mis en défaut pour reproduire les concentrations en solutés.



**Figure 5 :** Evolutions des concentrations en traceurs réactifs pour la rivière Upper Hore. Tiré de Kirchner (2003).

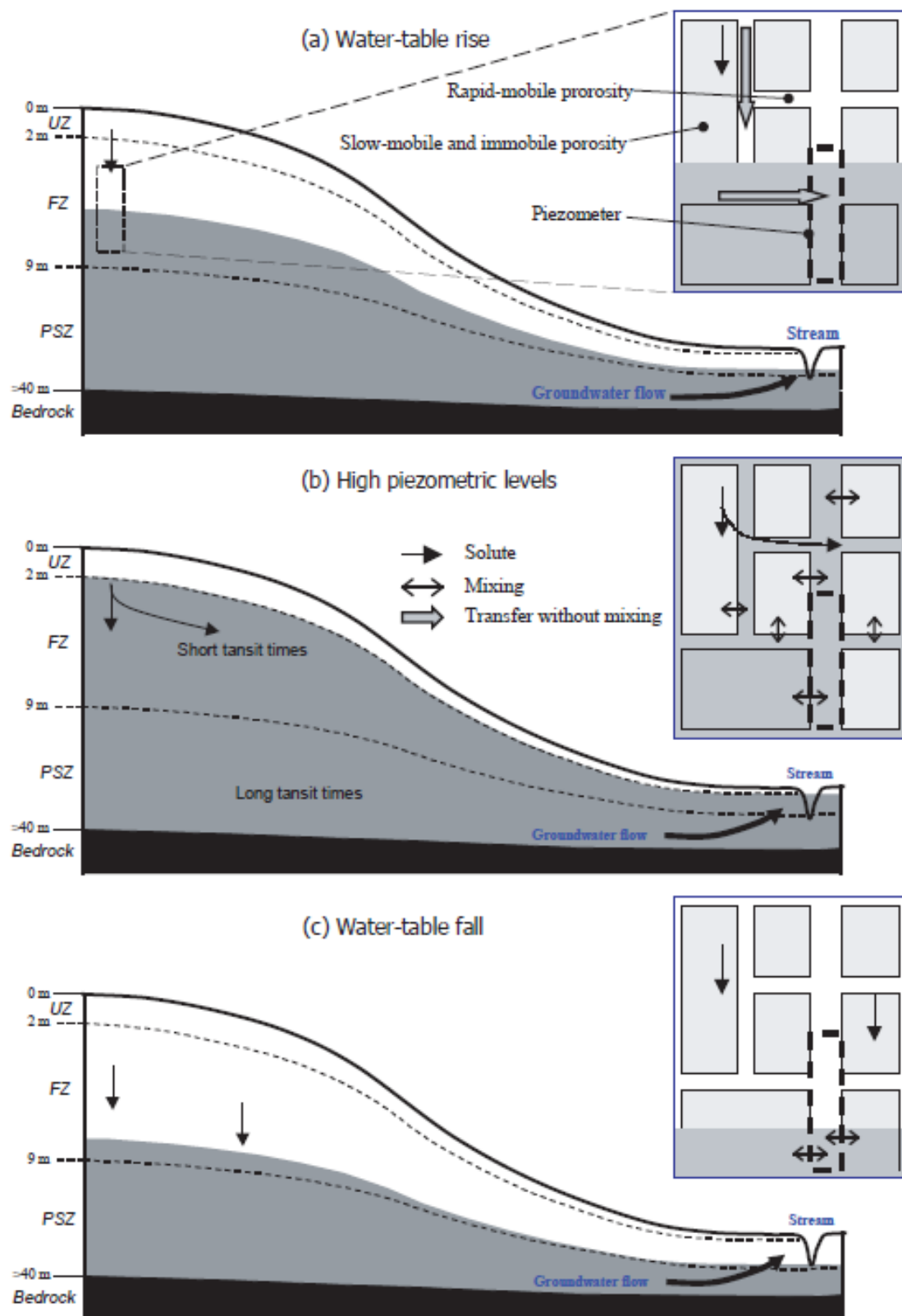
Mon travail de doctorat s'est donc déroulé au cœur de ce débat. En particulier les études réalisées jusqu'alors en contexte de petits bassins versants sur socle (armoricains) avaient montré que la chimie des nappes en profondeur était relativement stable mais structurée en 3 grands compartiments le long des versants, avec des concentrations plus élevées à l'amont des versants (Dia et al., 2000 ; Molénat et al. 2002). Les modèles mécanistes stationnaires (i.e. considérant des gradients hydrauliques stables) utilisés alors permettaient de reproduire de manière satisfaisante les débits et les concentrations en nitrate dans la rivière en se basant sur une signature de nappe stable dans le temps mais compartimentée (Molénat and Gascuel-Oudou. ,2002; Martin et al., 2006). Ces modèles indiquaient des temps de résidence de l'eau s'échelonnant entre 3 et 10 ans. Cependant les mécanismes expliquant l'apparente stabilité des concentrations en éléments dissous dans la nappe restaient méconnus. Mon travail de thèse s'est donc articulé autour de la question suivante : comment les concentrations en éléments dissous ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,...) en profondeur dans la nappe peuvent-elles être aussi stables alors qu'elles sont très variables dans les premiers centimètres de sol et que les nappes présentent des fluctuations rapides et importantes de leur surface libre en réaction aux

pluies ? Il s'agissait donc d'étudier les mécanismes impliqués dans les transferts d'eau et de solutés sur l'ensemble du continuum sol - zone non saturée - nappe - rivière.



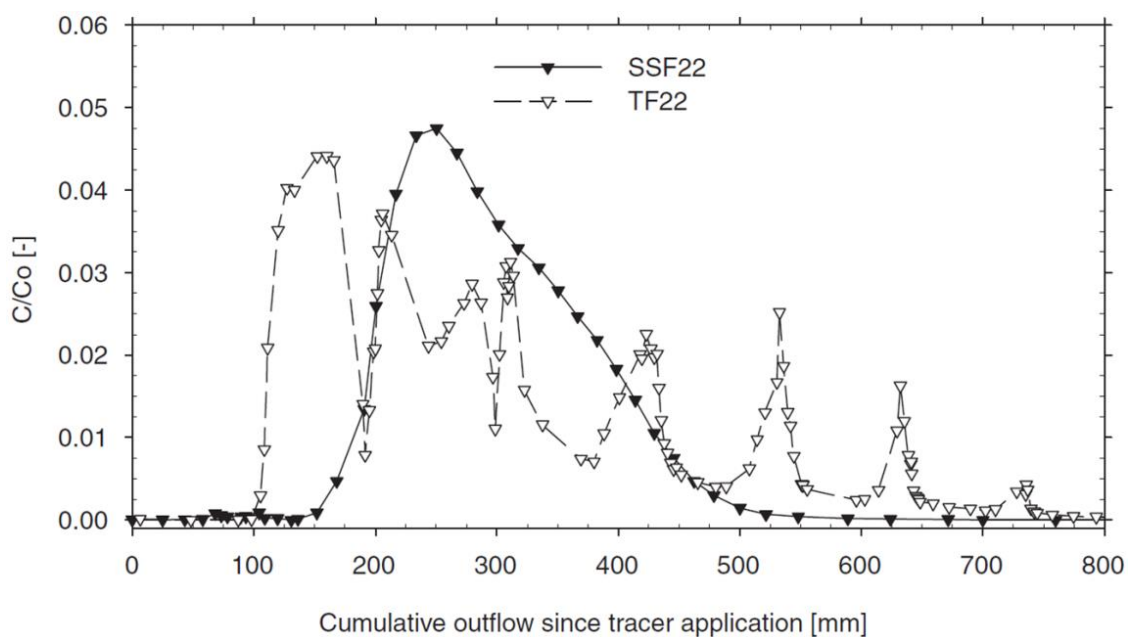
**Figure 6 :** Evolution des fluctuations de nappe et des concentrations en traceurs à différentes profondeurs en sommet de versant sur le bassin de Kerbernez (Observatoire AgrHys). Tiré de Legout et al. (2007).

L'installation sur le terrain d'un dispositif original a permis de suivre à la fois les caractéristiques hydrodynamiques et hydrochimiques à 6 profondeurs différentes dans la zone non saturée (tensiomètres et bougies poreuses) et à 7 profondeurs dans la zones de fluctuation de nappe et la zone saturée en permanence (piézomètres). Ce suivi a confirmé que la zone saturée en permanence (piézomètres de 15 et 20 m) présente des concentrations assez stables à l'échelle de l'année. Par contre, nous avons mis en évidence que les concentrations à la surface de la nappe et plus généralement dans toute la zone de fluctuation de nappe sont très variables dans le temps aussi bien pour des éléments conservatifs comme les chlorures que non conservatifs comme les nitrates ou les sulfates (Figure 6). La nappe ne serait donc pas constituée d'un ensemble de compartiments ayant une signature chimique propre et stable dans le temps, comme l'avaient considérés Molénat and Gascuel Odoux (2002) et Martin et al. (2006) dans leurs approches stationnaires de modélisation. L'existence de telles variations de concentrations a suscité deux questions, la première portant sur leur origine, la seconde sur leur propagation au sein de la nappe. Nous avons proposé un schéma de fonctionnement saisonnier basé sur la présence de trois compartiments de porosité (Figure 7). Si les deux compartiments de porosité où l'eau est mobile (lentement à quelques m an<sup>-1</sup> et rapidement à quelques cm h<sup>-1</sup>) sont de première importance dans l'explication des variations chimiques ayant lieu à l'échelle de l'année hydrologique, l'implication du compartiment de porosité où l'eau est immobile n'est certainement que secondaire à cette même échelle de temps. Le schéma proposé permet d'expliquer à la fois les faibles concentrations observées chaque année dans la zone de fluctuation de nappe en période de montée de nappe et la remontée progressive des concentrations que l'on observe par la suite (Figure 6). La nécessité d'impliquer les deux compartiments d'eau mobile a été confirmée par des tentatives non concluantes de modélisations considérant un modèle simple (i.e. matrice de sol homogène au sein d'un même horizon) de convection dispersion. La réponse à la seconde question a nécessité l'installation d'autres dispositifs similaires sur d'autres bassins et à



**Figure 7 :** Schéma de fonctionnement hydrochimique d'un versant avec un zoom sur les mécanismes à l'échelle porale pour 3 périodes (a), (b) et (c). Le signal chimique présent dans la zone non saturée (UZ) est transféré au sein de la zone de fluctuation de nappe (FZ). Il migre soit verticalement vers la zone saturée en permanence (PSZ), soit latéralement, en fonction des teneurs en eau dans la FZ. A l'échelle porale, les processus de mélange ont lieu lorsque le milieu est saturé entre l'eau de la matrice (slow-mobile and immobile porosity) riche en ions et l'eau des fissures (rapid-mobile porosity) contenant de l'eau de pluie pauvre en ions au cours de la période (a). Tiré de Legout et al. (2007).

d'autres positions sur le versant. Les observations faites par la suite (Rouxel et al., 2010) ont confirmé les fortes variations des concentrations en éléments dissous dans la zone de fluctuation de nappe (que ce soient à mi-versant ou en bas de versant). Aux écoulements de la zone saturée en permanence venant alimenter la rivière, semblent donc s'ajouter des écoulements rapides latéraux dans la zone de fluctuation de nappe en période de forts gradients hydrauliques. Nous avons donc cherché à évaluer le rôle joué par les fluctuations de nappe dans la dispersion des temps de transfert de l'eau. Des expérimentations de traçage ont été réalisées au laboratoire sur une colonne de granite altéré de 1 m de longueur et 0,3 de diamètre. La comparaison des courbes d'élution montre que la dispersion du traceur est plus importante en régime de fluctuation de nappe qu'en régime stationnaire (Figure 8). Les cycles de saturation/désaturation du milieu accélèrent le transfert d'une part importante de solutés via le compartiment rapide par rapport au régime stationnaire mais augmentent également les temps de présence de traceur dans la colonne en réduisant les vitesses de transfert au sein du compartiment lent. Alors qu'un modèle mécaniste « classique » combinant la résolution de l'équation de Richards pour les écoulements de l'eau et la résolution de l'équation de convection dispersion pour les solutés a permis de reproduire correctement les flux de traceur en régime stationnaire, nous n'avons pas été capables de reproduire les flux de traceurs en régime de fluctuation de nappe. Ceci indique l'impossibilité à reproduire correctement les transferts en régime transitoire sans l'introduction d'une hétérogénéité dans les écoulements (i.e. compartiment lent et rapide). Ramené à l'échelle des versants, la présence de cette zone de fluctuation de nappe qui active des transferts latéraux rapides lorsqu'elle est saturée, pourrait donc engendrer des temps de résidence plus courts que les temps de 3 à 10 ans prédits par les modèles stationnaires (Molénat and Gascuel Odoux, 2002 ; Martin et al., 2006). On peut également supposer que les temps de résidence les plus longs s'en trouvent augmentés puisque qu'en terme de bilan hydrique, une partie de l'eau drainée court-circuite la zone saturée en permanence (Figure 7). Le partage des flux entre la zone de fluctuation de nappe et la zone saturée en permanence deviendrait alors un élément fondamental de la modélisation hydrologique, en sus du partage entre ruissellement et infiltration.



**Figure 8 :** Courbes d'élution du traceur conservatif en sortie de colonne pour des conditions d'écoulement stationnaires (SSF22) et transitoires avec fluctuations de nappe dans la demi moitié inférieure de la colonne (TF22). Tiré de Legout et al. (2009).

Les allers-retours entre modélisations numériques, expérimentations en laboratoire et observations de terrain, en combinant à chaque fois hydrologie avec hydrochimie, nous ont donc amené à repenser la conceptualisation des temps transferts de sub-surface. Mais cela a également fait émergé des processus potentiellement clés peu considérés jusqu'alors. S'agissant des traceurs réactifs comme les nitrates, nous avons en effet observé sur le terrain des abattements d'azote significatifs sur le profil vertical dans la zone non saturée et la zone de fluctuation de nappe. Ceci traduit des processus de réduction (i.e. donc de non conservation) des nitrates au cours de leur transfert. Même si les cinétiques de dénitrification obtenues sur le terrain sont inférieures de un à deux ordres de grandeur à celles obtenues en laboratoire ou dans certaines zones humides, ces résultats remettent en cause une hypothèse forte de la plupart des modèles hydrochimiques spatialisés pour lesquels les processus de biodégradation ne sont pas pris en compte au-delà des quelques dizaines de centimètres d'horizons organo-minéraux de sol (Legout et al. 2005c). Ces problèmes de non conservation de la matière dissoute au cours du transfert ont également alimenté ma réflexion sur les transferts de matières solides.

## 2.3 Questionnements émergents pour les transferts de particules

Parmi les différentes raisons expliquant la mise en défaut récurrente des modèles d'érosion distribués à base physique, nous avons évoqué la mauvaise prise en compte de la dynamique spatio-temporelle de la production et du transfert des flux solides à l'intérieur des bassins versants. Ceci constitue actuellement un verrou majeur de la modélisation des flux de MES (Jetten et al., 2003 ; Gumiere et al., 2011). Avancer dans la modélisation et la compréhension de ces flux implique donc une évaluation des sorties des modèles sur d'autres variables que les débits solides mesurés classiquement aux exutoires. Deux stratégies peuvent alors être envisagées pour avancer en ce sens.

Une première possibilité consiste à déployer des efforts importants pour mieux évaluer, voire contraindre, les modèles sur la genèse et la redistribution des flux d'eau et de MES à l'intérieur des bassins versants. Plusieurs exemples existent dans la littérature (Takken et al., 2001 ; Jetten et al., 2003). Van Oost et al. (2005) fournissent par exemple un jeu de données spatialement distribué sur les états de surface des sols et les figures d'érosion en plus du débit solide à l'exutoire de deux petits bassins versants ( $\sim \text{km}^2$ ), offrant ainsi la possibilité de mieux contraindre un modèle distribué. Gumiere et al. (2011) évaluent quant à eux un modèle d'érosion sur la base d'un jeu de données également bien distribué en terme d'évolution des états de surface et des chemins de l'eau complété par des débits solides enregistrés au niveau de deux sous bassins emboîtés en plus de ceux mesurés à l'exutoire. Si cette stratégie est bien adaptée à des bassins versants ne dépassant pas quelques centaines d'hectares et dans des contextes très anthropisés (agriculture), elle l'est en revanche moins pour des bassins versants de plusieurs dizaines voire centaines de  $\text{km}^2$  en particulier en contexte de basse et moyenne montagne, sites sur lesquels nous travaillons principalement. Pour des raisons évidentes de temps, il devient en effet très compliqué de documenter, aussi bien qu'ont pu le faire les auteurs précités, l'évolution des états de surface de manière distribuée sur tout un bassin versant. Quant à la multiplication des stations de mesures, il est certain que c'est une voie à ne pas écarter, mais la possibilité de multiplier ces stations est souvent très limitée par le nombre restreint de sites idéaux (accessibilité, bon contrôle hydraulique, stabilité de la section de la rivière) et par le



temps à y consacrer (jaugeages à multiplier en crue, traitements en laboratoire des échantillons de MES collectés en crue...).

Une seconde stratégie, n'excluant pas la première, est donc d'évaluer/contraindre les modèles hydrosédimentaires sur d'autres grandeurs que les débits liquides et les concentrations en MES aux exutoires. De la même manière que l'hydrochimie a fait progresser la compréhension de l'origine et des chemins et vitesse de l'eau à partir des caractéristiques de la fraction dissoute, l'essentiel de notre approche consiste à revisiter les mécanismes contrôlant les temps de transfert des MES en s'intéressant principalement aux caractéristiques physiques du particulaire. Par caractéristiques physiques nous entendons à la fois les propriétés géométriques (tailles, formes, densités, vitesses de chute) qui vont conditionner les distances et les temps de transfert ainsi que les propriétés physico-chimiques (résistances à la désagrégation, propensions à la floculation, signatures spectrales, teneurs en éléments majeurs, métaux ou en radioéléments) qui renseignent sur l'origine spatiale. La mise en place de cette démarche nous a amené à développer des méthodologies ou instruments afin de proposer des mesures originales, que ce soit au laboratoire ou in-situ. Les travaux présentés par la suite ont donc été réalisés à différentes échelles allant du m<sup>2</sup> aux bassins versants de méso-échelle de plusieurs centaines de km<sup>2</sup>.

Quelque soient les processus ou échelles spatiales abordées au cours de mes dix années de recherche académique, les trois questions suivantes ont alimenté ma démarche :

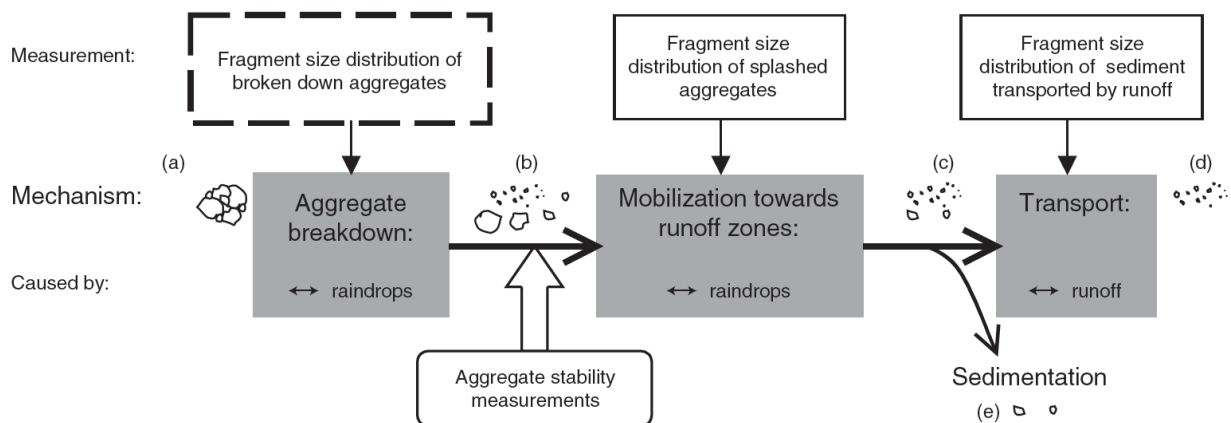
1. Les fonctions de production et de transfert de particules sont-elles correctement simulées dans les modèles ?
2. Des mécanismes majeurs sont-ils négligés dans les conceptualisations actuelles?
3. Dans quelles mesures les caractéristiques physiques des particules peuvent-elles contribuer à répondre aux deux questions précédentes?

### **3 Synthèse des activités de recherche sur les processus d'érosion et de transfert des particules**

#### **3.1 Production et mise en mouvement des particules**

L'érosion hydrique des sols résulte des processus de détachement, transport et sédimentation de particules de sol (Hairsine et Rose, 1991). Alors que le transport est majoritairement assuré par le ruissellement (Kinnell, 1990 ; Hairsine et al., 1999), le détachement des particules peut être assuré soit par la pluie, soit par le ruissellement lorsque celui se connecte et génère des cisaillements suffisamment importants. La pluie contrôle directement le détachement via l'impact des gouttes sur la matrice de sol et indirectement par le ruissellement puisque ce dernier est généralement lié à la diminution de l'infiltrabilité, conséquence directe de la dégradation structurale superficielle sous l'action des pluies (Moore and Singer, 1990). Si l'on s'intéresse plus particulièrement au détachement par la pluie, il s'avère que la pluie contrôle en fait deux processus successifs bien distincts que sont la désagrégation des particules cohésives présentes à la surface du sol et la mise en mouvement par effet splash des fragments produits par désagrégation (Figure 9). Dans les modèles d'érosion à base physique, ces deux processus ne sont pas distingués et se résument généralement à une paramétrisation du détachement  $D$  en fonction de l'énergie ou de l'intensité de la pluie  $R$  de type  $D =$

$\alpha R^p$ ,  $\alpha$  et  $p$  étant deux paramètres à caler. Alors que les équations décrivant le transport/sédimentation prennent en compte explicitement la taille ou la vitesse de chute des particules, il n'en existe pas à notre connaissance qui considère explicitement la sélectivité granulométrique des particules dès le détachement et la mise en mouvement par impact des gouttes de pluie. Ce processus apparaît pourtant comme potentiellement important, notamment dans le cas d'érosion diffuse sur les versants, lorsque le détachement est principalement limité par les stocks mis à disposition du ruissellement par la pluie. Ce type de conceptualisation présuppose donc que la sélectivité granulométrique en érosion hydrique, communément admise (Nadeu et al., 2011), n'est due qu'à la sélectivité lors du transport par le ruissellement. Or les agrégats de sol sont des structures complexes résultant d'assemblages de minéraux, de matières organiques mortes et d'organismes vivants susceptibles de générer des tailles de particules différentes dans l'espace et dans le temps en fonction du forçage auxquels ils sont soumis. Nous nous sommes donc intéressés aux caractéristiques physiques des particules (tailles agrégées) pour chacun des deux processus de désagrégation et mise en mouvement par splash, de manière à pouvoir les comparer et hiérarchiser leur importance relative.



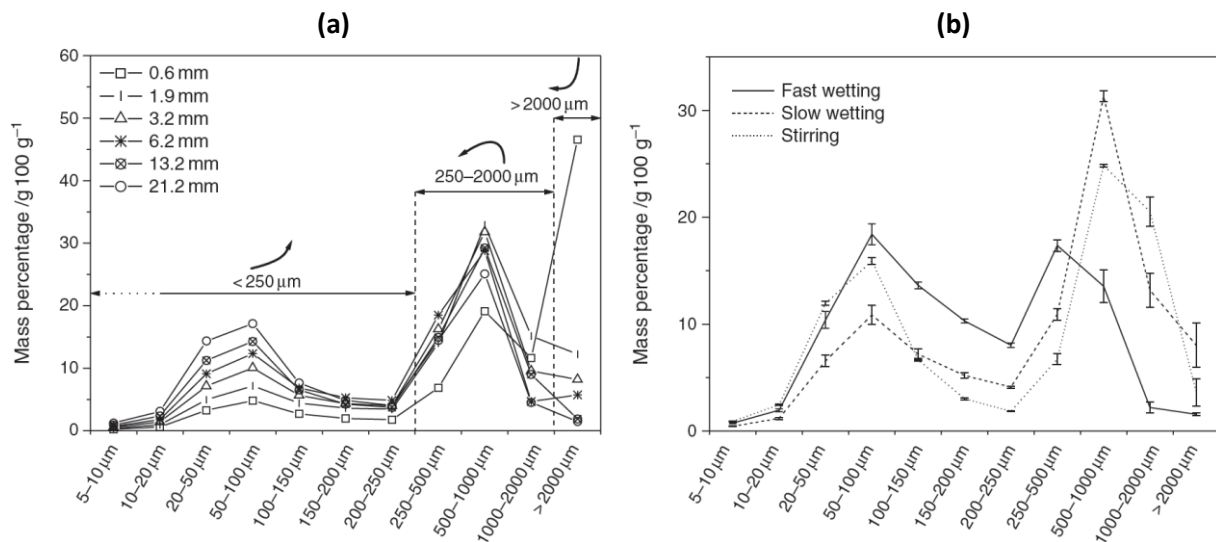
**Figure 9 :** Schéma conceptuel des processus d'érosion. Tiré de Legout et al. (2005a).

### 3.1.1 Vers une utilisation des tests de stabilité structurale en entrée de modèles

<b>D'après les articles :</b>	Legout et al. (2005a) <i>European Journal of Soil Science</i> , Erktan et al. (submitted) <i>Plant and Soil</i> .
<b>Collaborateurs principaux :</b>	S.Leguédou et Y. Le Bissonnais (INRA Orléans), L. Cecillon et A. Erktan (IRSTEA Grenoble)

La stabilité structurale d'un sol est son aptitude à conserver sa structure (i.e. à résister à la désagrégation) lorsqu'il est soumis à la pluie (Boiffin, 1976). Les tests existants pour caractériser cette stabilité structurale sont particulièrement intéressants car ce sont généralement des mesures synthétiques, rapides et simples à effectuer. Ils intègrent l'ensemble des facteurs responsables de cette stabilité : le taux et la minéralogie des argiles, la répartition de la matière organique au sein des agrégats, les cations, les oxydes de Fe et Al, le  $\text{CaCO}_3$ , l'histoire hydrique (Amezket, 1999), autant de variables qui ne peuvent être utilisées dans la modélisation de l'érosion du fait de leur trop grand nombre et de la complexité de leurs interactions. Après avoir évalué les tests existants, Le Bissonnais (1996) a proposé un protocole combinant trois tests permettant de comparer des sols et des conditions de terrain diversifiées. Le premier test vise à reproduire le mécanisme d'éclatement dû à la compression de l'air piégé lors d'une humectation rapide survenant sur sol sec. Le second vise à

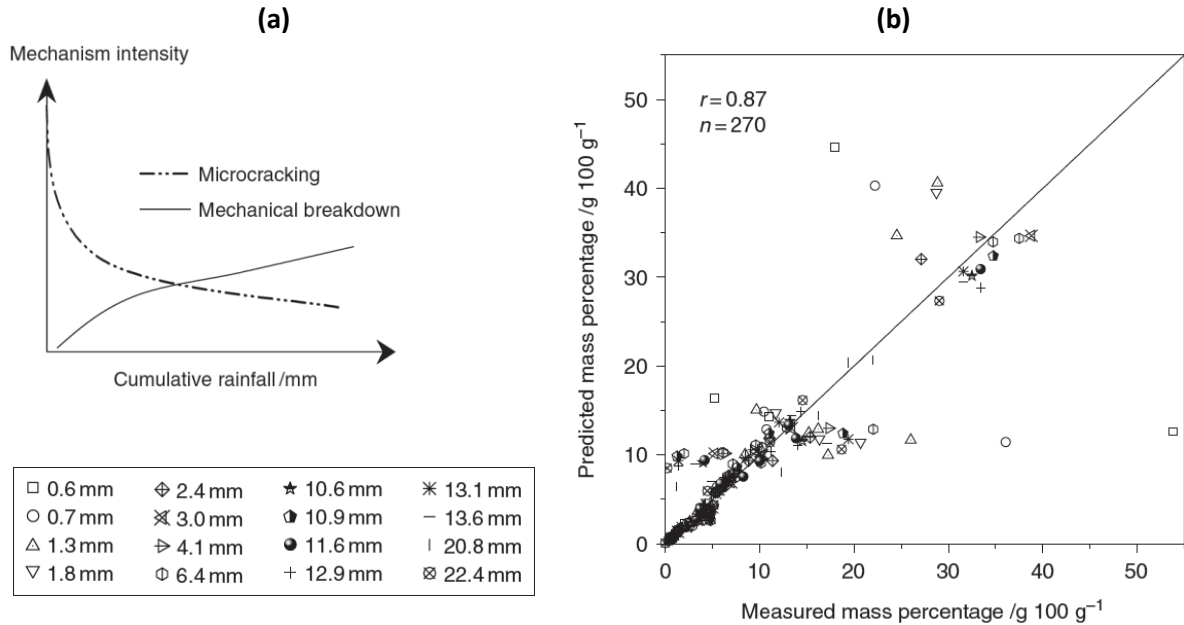
reproduire la microfissuration par gonflement différentiel des constituants ayant lieu lors d'humectation lente. Enfin le troisième permet de simuler la désagrégation mécanique survenant sous l'action des gouttes de pluie. A l'issue de chacun des tests, la mesure consiste à mesurer la distribution granulométrique ou le diamètre moyen pondéral (MWD) des fragments issus de la désagrégation. La stabilité structurale est d'autant plus importante que ce MWD est grand. Amezketa et al. (1996) et Fox and Le Bissonnais (1998) ont obtenu de très bonnes corrélations entre ces MWD et différents indices synthétiques d'érosion obtenus sur parcelles expérimentales, suggérant que ces tests peuvent permettre une évaluation correcte de l'érodibilité d'un sol.



**Figure 10 :** (a) Distributions granulométriques des particules issues de la désagrégation du sol limono-sableux à différents cumuls de pluie. (b) Distributions granulométriques mesurées à l'issue des 3 tests de stabilité structurale réalisés sur le sol limono-sableux. Tiré de Legout et al. (2005a).

Nous avons donc cherché à évaluer la pertinence des tests de stabilité structurale pour décrire la désagrégation au cours d'un événement pluvieux dans des modèles à base physique dont la structure est présentée dans la Figure 9. Des simulations de pluie en laboratoire à une intensité de 30 mm h<sup>-1</sup> ont donc été réalisées sur 4 sols présentant des textures contrastés. Pour des cumuls de pluie graduels, nous avons mesuré les distributions granulométriques apparentes (i.e. non dispersées) des fragments issus de la désagrégation. Ces distributions ont été mesurées dans des suspensions d'éthanol (de manière à ne pas induire de désagrégation supplémentaire) par combinaison de tamisage et de diffraction laser. Le résultat majeur est que nous avons observé pour tous les sols des dynamiques temporelles très marquées en termes de variations des proportions de chaque classe de particules produits par la désagrégation (Figure 10a). Trois domaines granulométriques ayant chacun une dynamique spécifique se distinguent. La quantité d'agrégats >2000 μm décroît très rapidement sur les 3 premiers millimètres de pluie puis se stabilise. La fraction 250-2000 μm constitue une fraction « charnière ». Son évolution au cours de la pluie est peu significative. On observe lors des 3 premiers mm une augmentation de la quantité de fragments de cette taille, conséquence directe de la désagrégation des agrégats >2000 μm, puis une diminution car cette fraction subit également la désagrégation, l'apport de nouveaux agrégats par la fraction supérieure étant alors limité. La fraction <250 μm s'enrichit du fait de l'individualisation progressive, en fonction de la quantité de pluie reçue, d'agrégats de taille centrée sur 75 μm.

Alors que le test de stabilité structurale correspondant à l'éclatement par humectation rapide semble trop destructif par rapport à nos conditions de simulation pluie, les distributions des deux autres tests de stabilité sont en accord avec le comportement de chacun des deux sols étudiés en condition de pluie simulée (Figure 10b). La distribution des fragments résultant du test d'humectation lente s'apparente à la distribution obtenue pour les agrégats ayant reçus les premiers millimètres de pluie (ici 3,2 mm). La distribution granulométrique obtenue suite au test mécanique, enrichie en fragments fins autour de la valeur modale de 75  $\mu\text{m}$ , ressemble à ce que l'on obtient en fin de simulation de pluie, après environ 20 mm de pluie cumulée. Sur la base de ces résultats nous avons proposé un schéma conceptuel d'organisation dans le temps de chacun des deux mécanismes de désagrégation à l'œuvre au cours de la pluie (Figure 11a). A noter que le mécanisme de désagrégation dû à l'humectation rapide, non retenu par la suite dans notre approche de modélisation puisque trop destructif, pourrait être représentatif de la désagrégation en début d'épisode pluvieux ayant des intensités ou des tailles de gouttes de pluie plus importantes que celles appliquées dans ces expériences.



**Figure 11 :** (a) Représentation simplifiée de la prédominance de chacun des deux mécanismes de désagrégation (microfissuration et désagrégation mécanique) au cours des simulations de pluie réalisées à 30 mm h<sup>-1</sup>. (b) Dispersion entre modèle et mesures des proportions de chaque classe de particules pour le sol limoneux obtenues pour le jeu de données de validation. Tiré de Legout et al. (2005).

Ces constats ont permis d'aborder la modélisation de la dynamique temporelle de la désagrégation pour 16 classes de particules  $i$  en considérant comme entrée du modèle uniquement les résultats des tests humectation lente (HL) et désagrégation mécanique (DM). Nous avons donc considéré que le pourcentage massique de fragments  $B$  d'une fraction granulométrique  $i$  disponible (pour être transférée par le ruissellement) à  $P$  millimètres de pluie cumulée équivalait à :

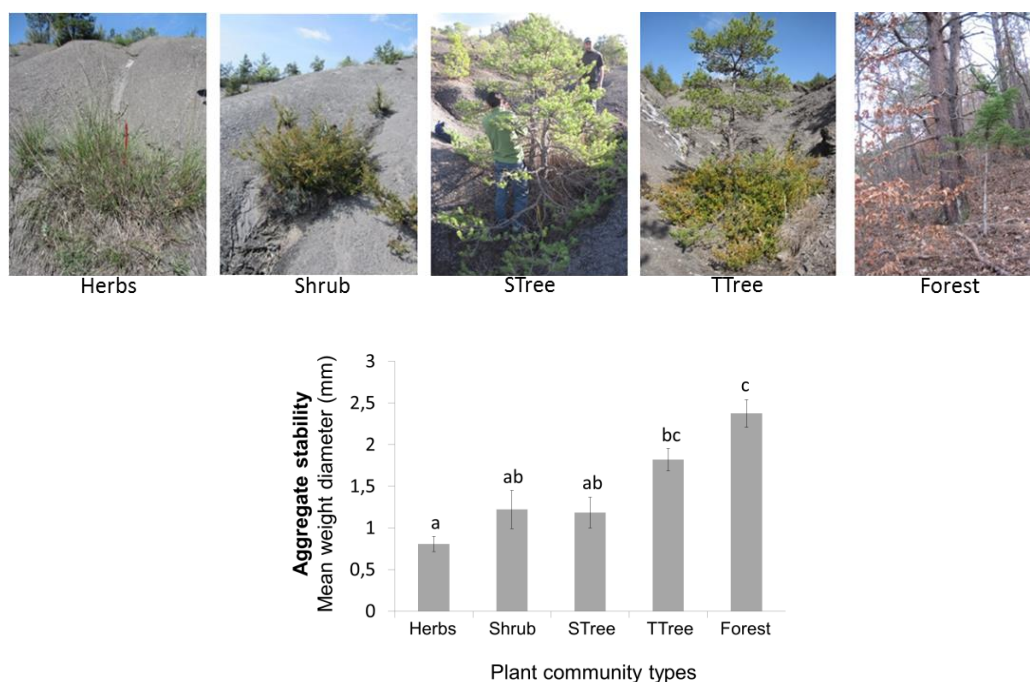
$$B_i(P) = HL_i m P^n + DM_i r P^s,$$

où  $HL_i$  et  $DM_i$  représentent les pourcentages massiques de chaque fraction  $i$  respectivement à l'issue des tests  $HL$  et  $DM$ ,  $m$ ,  $n$ ,  $r$  et  $s$  étant des constantes caractéristiques de chaque sol. En considérant que la dynamique de désagrégation observée selon trois domaines granulométriques (Figure 10a)

pouvait se résumer à un modèle plus simple à deux niveaux impliquant une proportion de macroagrégats  $>250\mu\text{m}$  ( $B_j$ ) se désagrégeant progressivement générant une augmentation de la proportion de microagrégats  $<250\mu\text{m}$  ( $B_k$ ), l'équation précédente doit être optimisée pour chaque niveau en assurant la conservation de la masse de particules telle que :

$$\sum_{j=1}^4 B_{j(P)} + \sum_{k=5}^{16} B_{k(P)} = 1,$$

avec 4 classes  $j$  de particules  $>250\mu\text{m}$  et 12 classes  $k$  de particules  $<250\mu\text{m}$ . Après avoir optimisé les paramètres sur des jeux de données de calibration pour chacun des deux sols, nous obtenons des prédictions des proportions de chaque classe de particules cohérentes avec les mesures pour l'ensemble de la pluie ( $r=0,87$  pour le sol limono-sableux et  $0,91$  pour le sol argileux) comme en témoigne la Figure 11b. Même si le nombre de paramètres à optimiser est encore important et que des expériences complémentaires devraient être menées sur d'autres sols ou pour d'autres intensités de pluie, ces résultats montrent qu'il doit être possible d'utiliser les tests de stabilité structurale pour paramétriser dans les modèles d'érosion la dynamique temporelle de la sélectivité granulométrique ayant lieu lors du processus de désagrégation à l'échelle de l'évènement pluvieux.



**Figure 12 :** Valeurs de stabilités structurales pour différents types de végétation ayant colonisé des ravines marneuses (Observatoire Draix Bléone). Tiré de Erktan et al. (2015).

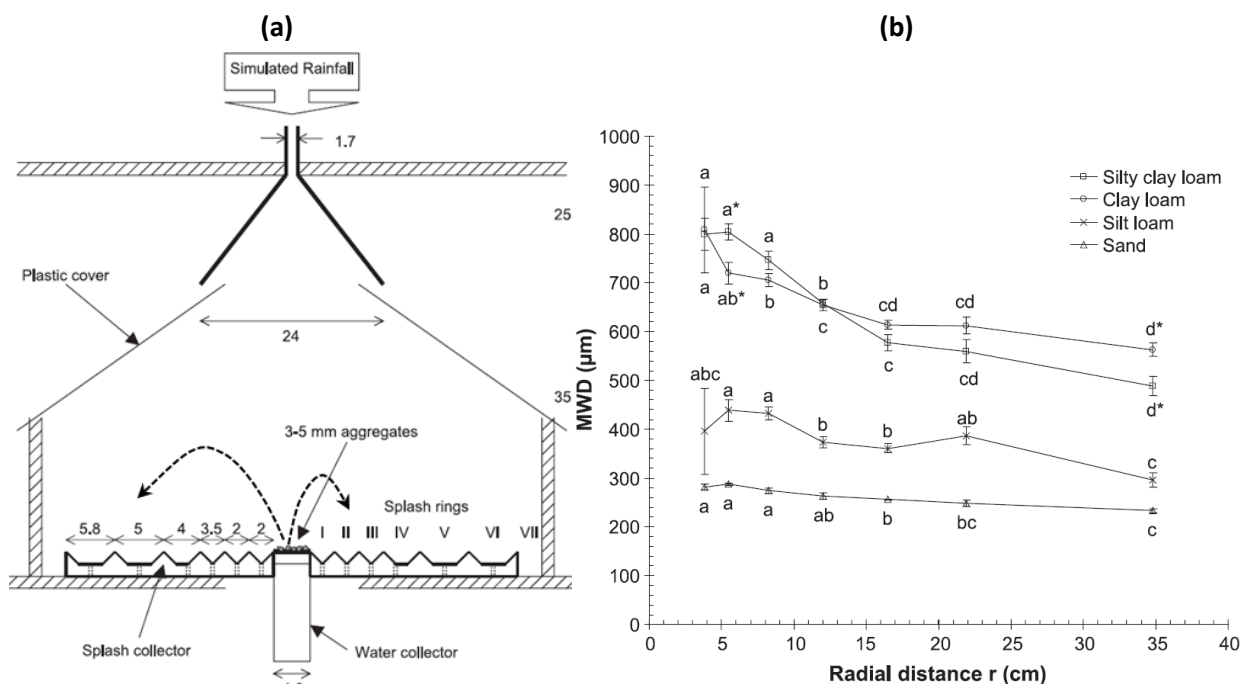
En parallèle de cette variabilité temporelle, nous avons très récemment mis en évidence des différences importantes de stabilités structurales entre sols de badlands du seul fait de l'hétérogénéité de la végétation ayant spontanément recolonisé des ravines (Figure 12). Si les tests de stabilité structurale avaient déjà démontré leur aptitude à rendre compte de la variabilité spatiale des signatures de sols en contexte agricole (Le Bissonnais et al. 2002 ; Le Bissonnais et al., 2007), ces résultats récents montrent que pour des contextes de sols peu développés, minéralogiquement homogènes (substrat marneux) où seul le type de végétation change, les tests de stabilité structurale permettent de discriminer le comportement de différentes ravines. Venant corroborer les

conclusions de nombreuses publications ces dernières années, les résultats présentés dans cette section 3.1.1. soulignent le potentiel des tests de stabilité structurale comme mesure discriminant la variabilité spatiale des types de sol et de leur occupation d'une part et la variabilité temporelle intra et inter évènement pluvieux (Algayer et al., 2014), d'autre part.

### 3.1.2 Distances de mise en mouvement par splash

<b>D'après les articles :</b>	<i>Legout et al. (2005b) Geoderma, Leguedois et al. (2005) Soil Science Society of America Journal.</i>
<b>Collaborateurs</b>	<i>S.Leguedois et Y. Le Bissonnais (INRA Orléans)</i>
<b>principaux :</b>	

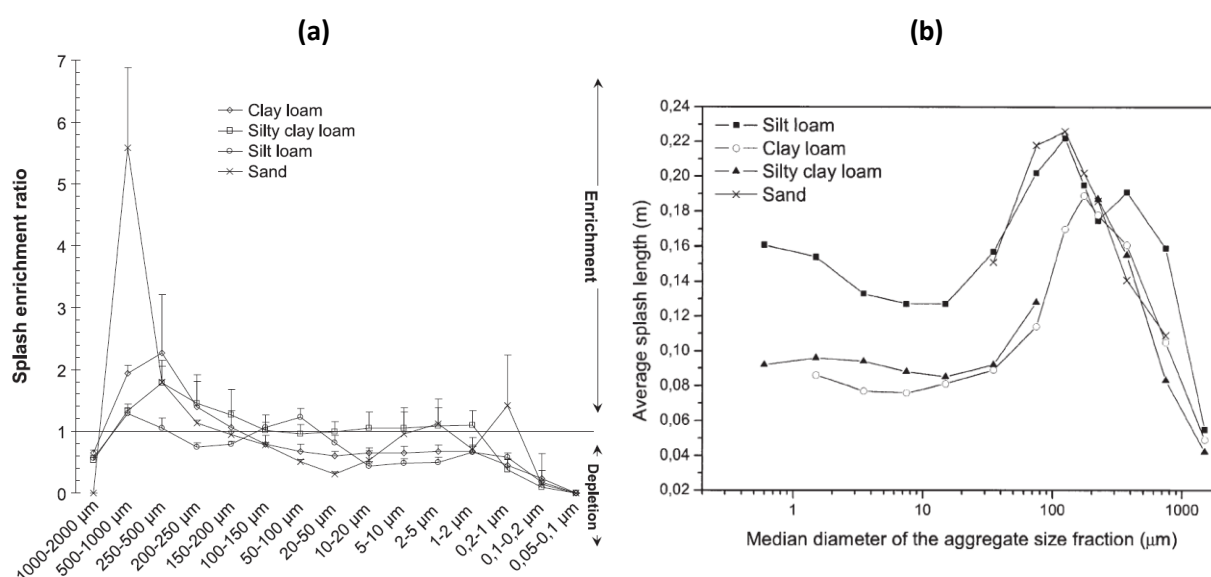
Bien que la mise en mouvement des particules de sol par effet splash soit un processus reconnu comme important en érosion diffuse, l'influence des tailles de particules sur la distribution spatiale des masses splashées est assez mal connue. Comme nous l'avons déjà évoqué précédemment, bon nombre d'études ont souligné la sélectivité granulométrique des processus d'érosion diffuse en comparant les tailles des fragments érodés à celles de la matrice de sol (Poesen and Savat, 1981; Miller and Baharuddin, 1987; Parsons et al., 1991; Sutherland et al., 1996; Wan and El-Swaify, 1998), sans distinguer explicitement les processus de désagrégation et de mise en mouvement par splash tels que présentés dans la Figure 9. Nous avons donc cherché à valider l'hypothèse selon laquelle la désagrégation était un processus dépendant principalement du sol alors que la mise en mouvement par splash était contrôlée par la pluie. Le splash étant un processus complexe à aborder (du fait des difficultés techniques pour le mesurer et dans la manière d'interpréter les mesures), nous avons développé un cadre expérimental (Figure 13a) et analytique pour produire des jeux de données de distribution spatiale du splash. Les simulations de pluie ont été réalisées à la même intensité ( $30 \text{ mm h}^{-1}$ ) que les expériences de désagrégation présentées à la section précédente et sur les 4 mêmes sols.



**Figure 13 :** (a) Dispositif expérimental permettant de caractériser la distribution spatiale du splash. Les unités indiquées sont en cm. (b) Diamètre moyen pondéral (MWD) des particules splashées selon les distances d'éjection pour 4 sols. Tiré de Legout et al. (2005b).



Au premier ordre on remarque des signatures des sols marquées aussi bien en masses totales qu'en tailles de particules splashées (Figure 13b). En comparaison des pourcentages massiques obtenus pour chaque classe de particules à l'issue des expériences de désagrégation, les distributions de particules splashées ne comportent que très peu de particules  $>1000\mu\text{m}$  (Figure 14a). Ceci suggère donc une limitation dans la capacité physique des gouttes de pluie simulées dans nos expériences à mettre en mouvement des particules de taille grossière ( $>1\text{mm}$ ). Comme il n'y a quasiment pas de particules splashées  $>1000\mu\text{m}$ , cela se traduit par une accentuation des enrichissements autour des modes de particules  $200\text{-}2000\mu\text{m}$ . En recalculant les ratios d'enrichissement sans considérer la fraction  $>1\text{mm}$  dans les distributions granulométriques, nous obtenons des valeurs comprises entre 0,5 et 1,5. Au vu des incertitudes sur ces mesures, ces ratios d'enrichissement semblent peu significatifs, suggérant que pour nos conditions expérimentales les distributions granulométriques des fragments détachés  $<1\text{mm}$  sont majoritairement contrôlés par le processus de désagrégation mécanique. L'analyse de notre jeu de données selon la théorie proposée par Van Dijk et al. (2002) nous a cependant permis d'aller plus loin dans l'analyse des distances moyennes de splash. S'il est vrai que les distances de mise en mouvement par splash sont indépendantes des classes de taille pour les particules  $<50\mu\text{m}$ , ces distances sont contrôlées par les tailles pour les particules  $>50\mu\text{m}$  (Figure 14b). Pour les particules fines ( $<50\mu\text{m}$ ), les trajectoires des particules seraient contrôlées essentiellement par les caractéristiques des gouttes de pluie (Wright 1986), les particules étant transportées au sein des gouttes. Pour les particules plus grosses ( $>50\mu\text{m}$ ), il s'agirait de trajectoires individuelles de particules de sol (Planchon et al., 2000).



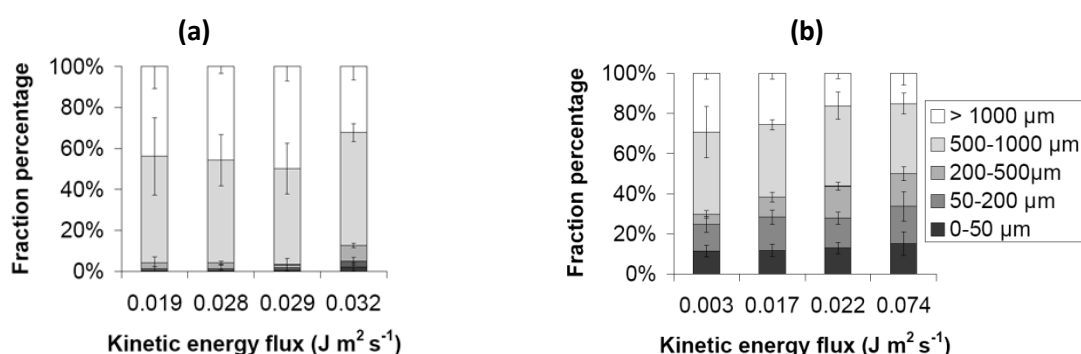
**Figure 14 :** (a) Rapports du pourcentage massique de chaque classe de particules entre le processus de mise en mouvement par splash et la désagrégation pour 4 sols. Tiré de Legout et al. (2005b). (b) Distances moyennes de transport par splash en fonction des tailles des particules pour 4 sols. Tiré de Leguédais et al. (2005).

### 3.1.3 Relations entre tailles de gouttes de pluie et tailles de particules splashées

<b>D'après les articles :</b>	Grangeon et al.(In prep.) <i>European Journal of Soil Science</i> , Legout et al.(2005a) <i>European Journal of Soil Science</i> .
<b>D'après les manuscrits d'étudiant(e)s :</b>	Grangeon (2009), Grangeon (2012)
<b>Collaborateurs principaux :</b>	M.Esteves (LTHE-équipe RIVER) et B. Boudevillain (LTHE-équipe HMCI)

S'il est vrai que la plupart des modèles d'érosion font intervenir l'intensité de pluie comme variable explicative du détachement par la pluie, certaines proposent d'utiliser l'énergie cinétique (Morgan et al., 1998; Van Oost et al., 2004; Morgan and Duzant, 2008). On trouve en effet dans la littérature bon nombre d'études soulignant les bonnes corrélations entre les masses de sol détaché et les caractéristiques de pluie telles que les tailles de gouttes (Al Durrah and Bradford, 1982) ou l'énergie cinétique de la pluie (Salles and Poesen, 2000; Salles et al., 2000; Kinnell, 2005; Abd Elbasit et al., 2010). En revanche, très peu d'études se sont intéressées au lien entre ces caractéristiques de pluie et les caractéristiques des masses détachées, à savoir les distributions en tailles de particules. En complément des travaux présentés précédemment évoquant la forte signature des sols dans la mise à disposition des tailles de particules au cours du processus de désagrégation, nous avons cherché à évaluer l'effet de l'énergie cinétique de la pluie sur la distribution des tailles des particules détachées.

Deux sols présentant des stabilités structurales contrastées ont donc été soumis à différentes simulations de pluie. Les caractéristiques de la pluie (intensité, énergie) ont été mesurées par spectropluviomètre optique. Les distributions granulométriques apparentes des fragments splashés ont été mesurées immédiatement après leur collecte en combinant tamisage et granulométrie laser dans des solutions d'éthanol. La Figure 15 montre que pour les deux sols, la proportion de particules détachées <500µm augmente avec le flux d'énergie cinétique. Ceci laisse supposer qu'en plus de l'énergie utilisée pour la mise en mouvement des particules, une part de celle-ci est utilisée pour désagréger des particules <500µm à partir des particules >1000µm.

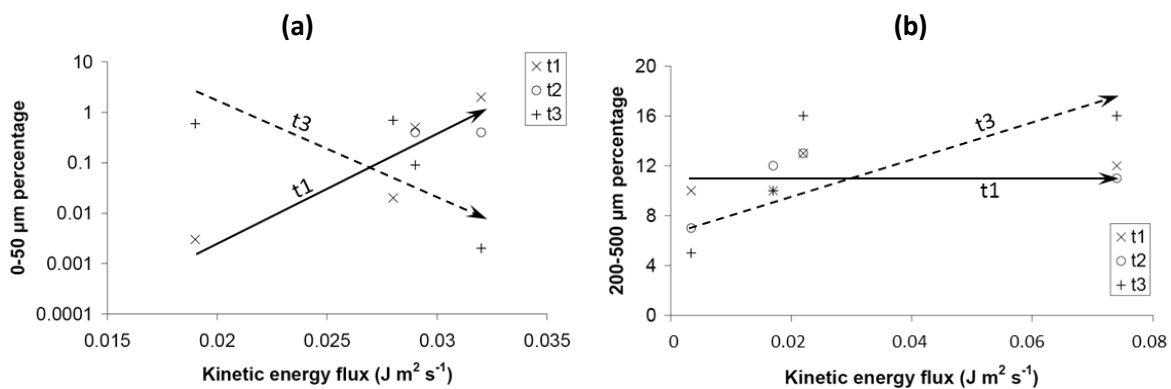


**Figure 15 :** Répartition des masses totales de sol détachées par classes de tailles de particules pour différents flux d'énergie cinétique dans le cas (a) d'un sol argileux et (b) du sol limono-sableux utilisé dans Legout et al. (2005 a et b). Tiré de Grangeon et al. (In prep.).

L'analyse de la dynamique temporelle du détachement au cours de ces expériences révèle cependant qu'en fonction du type de sol et de la période au cours de la pluie, le flux d'énergie cinétique



n'exerce pas le même contrôle sur la distribution en tailles des fragments détachés. Si l'on analyse les classes de taille de particules présentant les plus fortes augmentations de leur proportion lorsque le flux d'énergie cinétique augmente, à savoir la fraction 0-50 $\mu\text{m}$  pour le sol argileux (Figure 16a) et la fraction 200-500 $\mu\text{m}$  pour le sol limono-sableux (Figure 16b), on observe des comportements certes différents entre les deux sols mais cohérents avec le schéma d'organisation temporel des mécanismes de désagrégation (Figure 11a). Le sol limono-sableux, présentant la stabilité structurale la plus faible, est très sensible en début de pluie ( $t_1$ ) au processus de désagrégation par éclatement ou microfissuration, processus indépendant de l'énergie cinétique des gouttes de pluie. Durant la période  $t_3$ , le mécanisme de désagrégation dû à l'action mécanique des gouttes devient prépondérant, ce qui se traduit par une dépendance importante de la production de particules fines (200-500 $\mu\text{m}$ ) au flux d'énergie cinétique appliqué. Le sol argileux est quant à lui assez résistant au mécanisme de désagrégation par microfissuration. L'effet de plus en plus désagrégeant des impacts de gouttes de pluie lorsque l'on augmente le flux d'énergie cinétique se trouve alors visible dès la première période de simulation de pluie ( $t_1$ ). En revanche il semble que, du fait de la résistance de ce sol, le stock de particules grossières désagrégeables en plus petites ( $<50\mu\text{m}$ ) soit limité. Ceci se traduirait lors de la troisième période par une anti corrélation entre la proportion de fines détachées et le flux d'énergie cinétique.



**Figure 16 :** Variations des proportions de deux classes de tailles de particules en fonction du flux d'énergie cinétique durant trois périodes  $t_1$ ,  $t_2$  et  $t_3$  au cours de la simulation de pluie dans le cas d'un sol argileux (a) et du sol limono-sableux (b) utilisé dans Legout et al. (2005 a et b). Tiré de Grangeon et al. (in prep.).

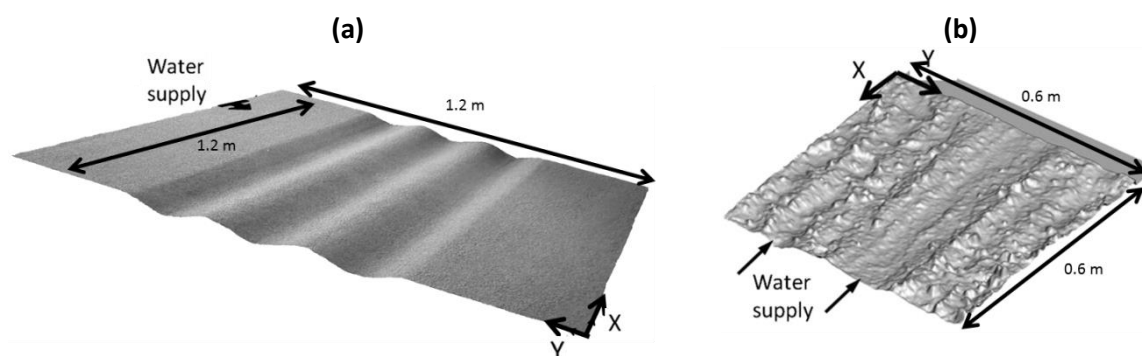
Des résultats présentés dans cette section 3.1., nous retenons donc trois résultats majeurs qui sont repris dans le premier axe des perspectives de recherche. Le premier concerne la forte signature des sols sur les tailles des particules détachées. Le second fait référence, pour un sol donné, à la forte dynamique temporelle des tailles de particules mises à disposition pour le transfert par ruissellement. Le troisième concerne la tendance à l'affinement des tailles de particules lorsque le flux d'énergie cinétique de la pluie augmente.

## 3.2 Transfert des particules sur versant

### 3.2.1 La dynamique du ruissellement est-elle correctement reproduite ?

<b>D'après les articles :</b>	<i>Legout et al.(2012) Earth Surface Processes and Landforms, Muste et al.(2014) Advances in Water Resources, Cea et al. (2014) Journal of Hydrology.</i>
<b>D'après les manuscrits d'étudiant(e)s :</b>	<i>Labiau (2008), Grigis (2008)</i>
<b>Collaborateurs principaux :</b>	<i>F. Darboux (INRA Orléans), L. Cea (Université de la Corogne), G. Nord et M. Esteves (LTHE-équipe RIVER)</i>

La dynamique spatiale et temporelle du ruissellement résulte d'interactions entre les précipitations et l'infiltration d'une part, et entre des objets de différentes échelles décrivant la morphologie des versants d'autre part. Ces objets peuvent être classés en trois catégories (Römkens and Wang, 1986) que sont i) la topographie ( $\sim$ m-dam), ii) la rugosité orientée ( $\sim$ dm-m) correspondant à la présence de sillons d'amplitudes et périodicités variables (Figure 17a) créés soit artificiellement par les engins agricoles sur surfaces cultivées ou naturellement par la succession d'épisodes ruisselants érosifs et iii) la rugosité aléatoire ( $\sim$ mm-cm) issue de la présence d'agrégats de sol ou d'éléments grossiers (Figure 17b). La complexité des interactions entre ces objets limite considérablement notre aptitude à prédire correctement à la fois les directions d'écoulements et les temps de concentration (Govers et al., 2000 ; Takken et al., 2001), ceux-ci pouvant évoluer considérablement entre ou au cours d'évènements pluvieux. A titre d'exemple on peut citer le cas d'une rugosité orientée dans une direction différente de la topographie générale (Figure 17a). Lorsque le ruissellement est faible, les lames d'eau peuvent être inférieures à la hauteur des sillons, et la direction de l'écoulement est alors contrôlée uniquement par l'orientation des sillons. Lorsque les lames d'eau sont plus importantes, le ruissellement s'écoule également dans le sens de la plus grande pente par débordement des sillons.

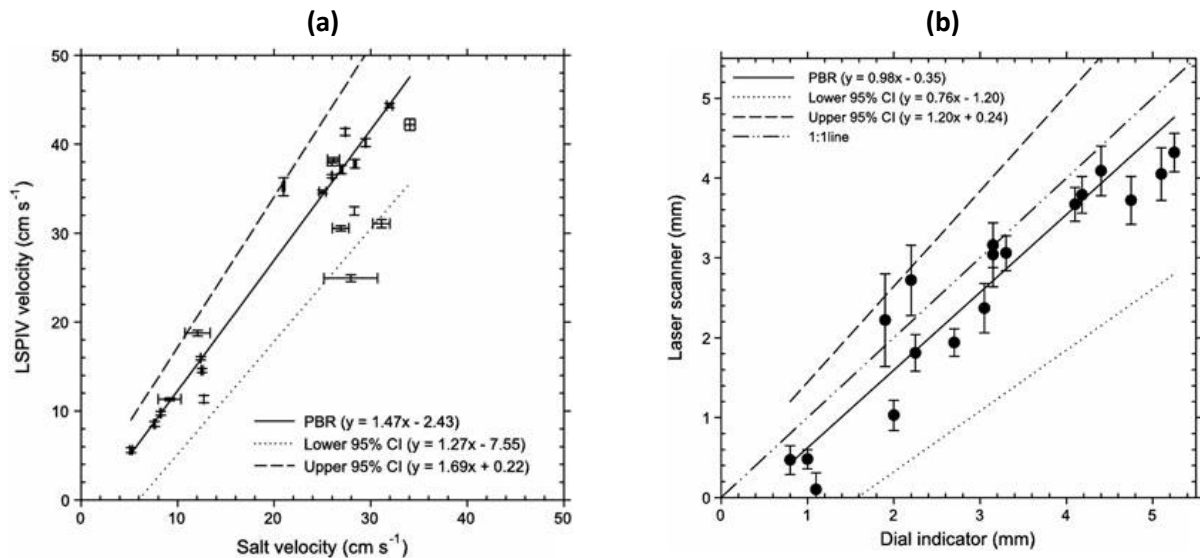


**Figure 17 :** (a) Surface de forme sinusoïdale représentant une rugosité orientée sous forme d'une succession de sillons d'amplitude 1 cm et de période 20 cm. (b) Surface naturelle correspondant au moulage d'un lit de semence et présentant à la fois des rugosités aléatoires et orientées. Tiré de Legout et al. (2012) et Cea et al. (2014).

S'il est vrai que les lois empiriques développées sur la base d'observations visuelles de terrain pour prédire les directions d'écoulement améliorent significativement les cartes simulées de ruissellement une fois intégrées dans les modèles hydrologiques (Souchère et al. 1998 ; Takken et al. 2001), leur applicabilité reste limitée du fait de la binarité des sens d'écoulements prédits (i.e. soit dans le sens de la topographie soit dans le sens des sillons) et de la non prise en compte des débits ruisselants.

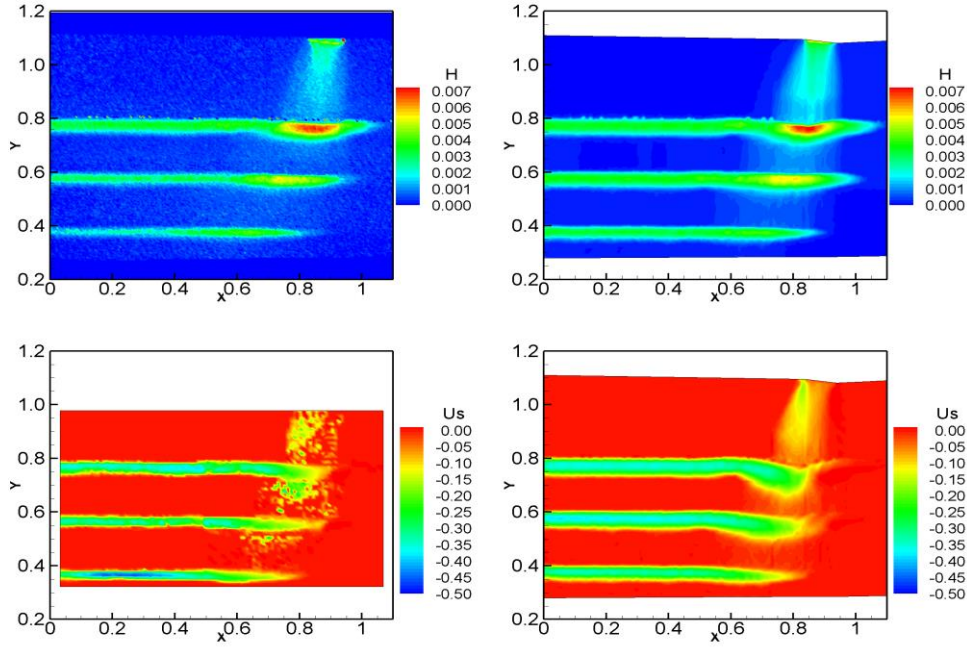
L'utilisation de modèles numériques à base physique devrait permettre de mieux comprendre les interactions entre topographie, rugosités orientées et aléatoires et ainsi d'étendre le champ d'application des approches précitées en proposant des paramétrisations plus robustes. Ceci requiert préalablement une étape d'évaluation complète (i.e. distribuée) de l'aptitude des modèles numériques hydrauliques à reproduire correctement les directions d'écoulements pour des cas tests bien caractérisés. Cette évaluation s'avère être également indispensable pour pouvoir ensuite avancer dans la compréhension et la hiérarchisation des différents processus d'érosion. Tester de nouvelles équations/paramétrisations du détachement ou du transport requiert de bonnes prédictions non seulement des directions d'écoulement mais également des champs de vitesses et hauteurs de l'écoulement (Abrahams et al., 1998).

Devant l'absence de jeux de données à haute résolution spatiale permettant de tester les modèles hydrauliques dans différentes situations de ruissellement, nous avons adapté avec F. Darboux (INRA Orléans) des méthodologies existantes au cas de très faibles lames d'eau allant du millimètre au centimètre (Legout et al., 2012). Les vitesses de surface de l'écoulement ont été mesurées par Large Scale Particle Image Velocimetry (LSPIV) utilisée pour estimer des débits en rivières (Muste et al., 2008). Par rapport à la LSPIV classique, les adaptations ont concerné l'acquisition d'images (caméra rapide 125Hz, augmentation de la luminosité et du contraste) et l'ensemencement de l'écoulement par des traceurs peu denses et suffisamment petits (poivre moulu). Après avoir évalué la robustesse de la méthode de traitement des images, nous avons comparé les vitesses déduites de la LSPIV aux vitesses mesurées ponctuellement par des sondes permettant d'injecter une solution saline et mesurer la conductivité de l'écoulement quelques centimètres à l'aval (Planchon et al., 2005). Les rapports de 0.8-0.9 entre vitesses au sel et vitesses LSPIV montrent que la LSPIV surestime légèrement les vitesses du ruissellement (i.e. surface uniquement) mais qu'elle produit des données en accord avec les méthodes de mesure ponctuelles (Figure 18a) avec une résolution spatiale de l'ordre du centimètre et ce pour des vitesses minimum de  $0,1 \text{ cm s}^{-1}$  (Muste et al., 2014). Les mesures de hauteur d'eau ont été réalisées par le rugosimètre laser développé par Darboux and Huang (2003) pour obtenir des modèles numériques de terrain (MNT) avec une résolution spatiale de 0,5 mm. Ce rugosimètre se compose de deux diodes laser qui éclairent un profil sur la surface à étudier et d'une caméra qui enregistre en continu les variations d'allure du profil laser réfléchi à la surface du sol lorsque l'ensemble se déplace en continu sur toute la surface. En colorant légèrement le ruissellement avec de l'oxyde de Titanium pour permettre la réflexion du profil à la surface de l'eau et en adaptant l'algorithme de traitement des données, une carte de la surface de l'eau est obtenue. Les hauteurs d'eau calculées par différences des MNT avec et sans ruissellement présentent une très bonne corrélation avec les mesures faites ponctuellement par un comparateur à cadrans (Figure 18b). A noter toutefois que les mesures au rugosimètre laser présentent un biais de 0,5 mm. Attribuée au fait que les très faibles concentrations de colorants génèrent une réflexion du laser un peu en dessous de la surface de l'écoulement, nous avons donc corrigé systématiquement cette sous-estimation. Finalement les débits spatialisés obtenus en combinant les vitesses LSPIV et les hauteurs laser présentent une erreur relative moyenne de moins de 20% par comparaison avec ceux mesurés ponctuellement.



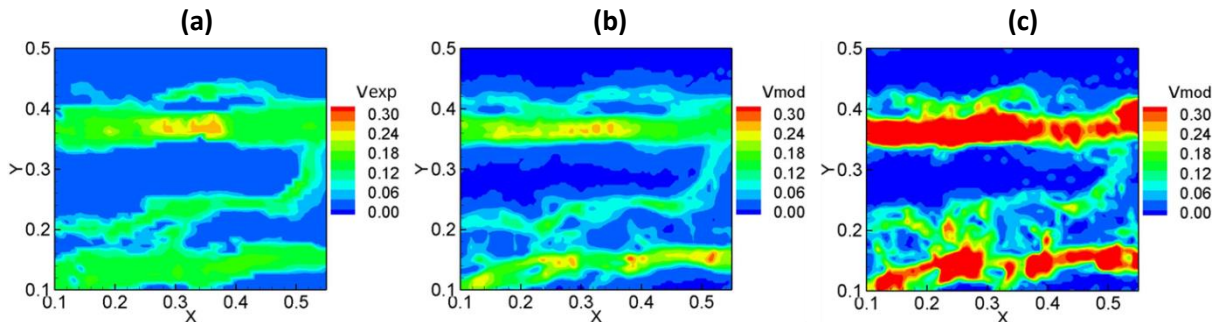
**Figure 18 :** (a) Comparaison des vitesses du ruissellement mesurées ponctuellement par jaugeage au sel et avec la méthode LSPIV. (b) Comparaison des hauteurs de lame d'eau mesurées ponctuellement par comparateur à cadran et avec le scanneur laser. Les équations entre parenthèses sont des régressions de Passing Bablok (PBR) avec les intervalles de confiance (CI) associés. Tiré de Legout et al. (2012).

Un ensemble de 11 et 5 jeux de données d'écoulements a ainsi été créé, respectivement sur la surface sinusoïdale (Figure 17a) et le moulage de surface naturelle (Figure 17b) afin de couvrir une gamme variée de débits, de pentes générales et d'orientations des sillons. Chaque jeu de données comprend le MNT, le débit entrant et sa localisation, les débits sortants de chacun des sillons en écoulement ainsi que les cartes de hauteur et vitesses de l'écoulement. Quatre, respectivement deux, de ces jeux de données ont été utilisés pour évaluer l'aptitude d'un modèle numérique (Turbillon) résolvant les équations de Saint Venant 2D en volumes finis (Cea et al. 2010) à reproduire correctement la dynamique spatiale du ruissellement sur des surfaces présentant une rugosité orientée ou aléatoire. Après avoir comparé différentes paramétrisations du frottement (Darcy, Manning, Keulegan, Colebrook-White), nous avons montré qu'avec des coefficients de frottement dépendant des hauteurs d'eau et dont les hauteurs de rugosité sont déduites des caractéristiques physiques de la rugosité aléatoire du MNT (i.e. sans calage), un modèle Saint Venant 2D simule à la fois le bon nombre de sillons en écoulements et des cartes de hauteurs-vitesses très similaires à celles mesurées (Cea et al., 2014). Pour la surface sinusoïdale (Figure 17a), une formulation du frottement de type Keulegan avec une hauteur de rugosité  $k_s$  de 1,5 mm correspondant à deux fois la tailles des grains constituant la rugosité aléatoire, comme ce qui est classiquement recommandé pour des rivières à lit de graviers, donne des résultats très satisfaisants (Figure 19).



**Figure 19 :** Cartes expérimentales (gauche) et numériques (droite) des hauteurs (m) et vitesses ( $m s^{-1}$ ) du ruissellement sur la surface sinusoïdale pour un débit de  $110 cm^3 s^{-1}$  et des pentes de 20,4% et 3,2% respectivement dans les directions Y et X. Le frottement est décrit par une formulation de Keulegan avec une hauteur de rugosité  $ks = 1,5mm$ . Tiré de Cea et al. (2014).

En revanche l'application au moulage (Figure 17b) de cette formulation avec une hauteur de rugosité similaire à celle utilisée pour la plaque sinusoïdale donne des résultats très différents (Figure 20c) des mesures expérimentales (Figure 20a). Les vitesses trop importantes calculées par le modèle laissent penser que la rugosité constituée par les agrégats de tailles variables (entre 0,5 et 3 cm), génère des accélérations/décélérations locales provoquant des pertes de charges supplémentaires non prises en compte par les équations de Saint Venant, et ce même si les simulations sont effectuées avec un MNT à haute résolution spatiale (mm) décrivant toute la rugosité aléatoire. Du fait de l'hétérogénéité spatiale de la rugosité constituée par les agrégats, nous avons proposé de calculer une hauteur de rugosité variable spatialement, de telle sorte que  $ks = \max \Delta z$  sur une taille de filtre de 1 cm. Les cartes de vitesses simulées (Figure 20b) sont en adéquations avec les cartes mesurées (Figure 20a).



**Figure 20 :** Carte expérimentale (a) et numérique (b et c) des vitesses ( $m s^{-1}$ ) du ruissellement sur le moulage de surface naturelle pour un débit de  $182 cm^3 s^{-1}$  et des pentes de 0% et 4% respectivement dans les directions Y et X. Le frottement est décrit par une formulation de Keulegan avec une hauteur de rugosité  $ks$  (c) identique à celle utilisée pour la surface sinusoïdale ou (b) calculée selon  $ks = \max \Delta z$ . Tiré de Cea et al. (2014).

Alors que les conclusions de Tatard et al. (2008) déploraient une mise en défaut systématique des modèles numériques à reproduire les nombres de Froude en quelques endroits d'une parcelle où des mesures ponctuelles avaient été réalisées, ce travail d'évaluation du modèle Saint Venant Turbillon à partir de données spatialisées nous amènent à penser qu'il est possible de simuler de manière satisfaisante la dynamique spatiale du ruissellement sur versant. La principale limitation de l'application de ce type de modèle réside dans la nécessité de disposer de MNT avec une résolution spatiale suffisante (cm). Sans prétendre résoudre les problèmes de (dis)connectivité hydrauliques aux échelles supérieures à celles du versant, où d'autres facteurs de contrôle peuvent exister, ces résultats permettent tout de même d'aborder sereinement l'évaluation sur versant des équations d'érosion et de transport existantes ainsi que des nouvelles paramétrisations, en particulier du détachement.

### 3.2.2 La sélectivité granulométrique du détachement par la pluie est-elle toujours perceptible en sortie de versant ?

A l'échelle du versant où les mécanismes de transfert par le ruissellement viennent s'ajouter aux mécanismes de production, nous avons cherché à évaluer dans quelle mesure la sélectivité granulométrique ayant lieu lors du détachement, et mise en évidence dans la section 3.1., est toujours perceptible à l'exutoire d'un versant. Ce questionnement s'inscrit dans une démarche visant à évaluer si les efforts futurs doivent se concentrer sur une paramétrisation plus pertinente du détachement ou sur des formulations décrivant mieux le transport. Nous l'avons abordé de deux manières, i) par de l'observation et ii) par une approche numérique.

#### 3.2.2.1 Suivi en conditions naturelles

---

##### **D'après les manuscrits**

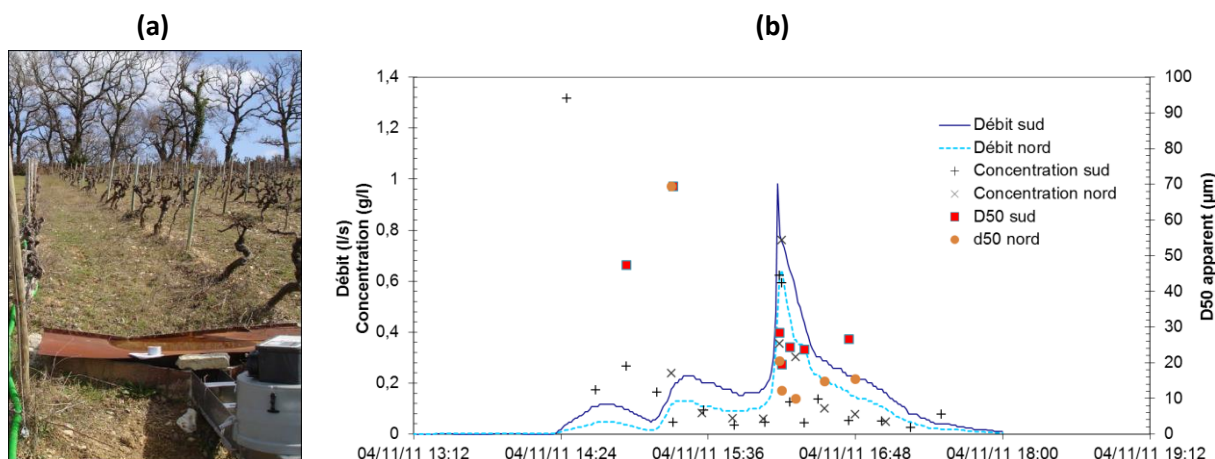
**d'étudiant(e)s :** Fagnoni (2011), Grangeon (2012), Coutaz (2015).

**Collaborateurs** G. Nord (LTHE-équipe RIVER), B. Boudevillain (LTHE-équipe HMCI)

**principaux :**

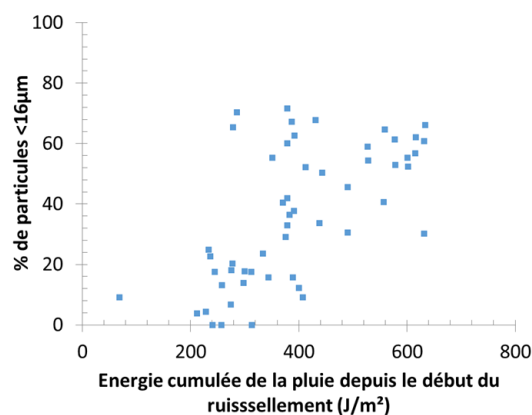
---

Un suivi en conditions naturelles a été réalisé sur deux parcelles correspondant chacune à un inter-rang de vignes de largeur 2,2m et de longueur 60 m égale à celle du versant (Figure 21a). La pente moyenne de ce versant est de 15%. Il se situe sur le domaine Olivier de Serres au Pradel (Ardèche) à l'aval du bassin versant du Gazel (4 km<sup>2</sup>), ce dernier faisant lui-même partie d'un réseau de bassins instrumentés dans le cadre de l'Observatoire Hydro-météorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais (OHMCV ; Boudevillain et al., 2011). Situés en contexte marno calcaire, les sols sont bruns carbonatés. Les équipements installés en 2010 ont permis de suivre durant 4 années les caractéristiques de la pluie (cumul, intensités, énergies...), du ruissellement et des particules érodées (masses, tailles apparentes et dispersées) lors d'épisodes ruisselant (Figure 21.b).



**Figure 21 :** (a) Versant instrumenté au Pradel (Ardèche). (b) Exemple de caractéristiques (débits, concentrations en MES et diamètres médians agrégés des particules) enregistrées au cours de l'épisode ruisselant du 4 novembre 2011 pour les deux parcelles labellisées sud et nord d'un versant instrumenté au Pradel.

Avec une lame d'eau ruisselée moyenne annuelle d'environ 110 mm ( $\sim 12\%$  du cumul précipité) ainsi que des pertes en sol de l'ordre de  $3 \text{ t ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$ , le site est représentatif d'une occupation du sol de type vigne en contexte méditerranéen (Cerdan et al. 2010). Loin d'être parmi les zones avec les flux solides les plus élevés, ces flux sont typiques de zones marno-calcaires recouvertes de sols relativement riches en argile. Sur la période 2010-2011 analysée à ce jour, seuls quatre évènements ruisselant bien documentés depuis la granulométrie des pluies jusqu'à la granulométrie des MES ont ainsi été analysés. Les premiers résultats semblent présenter une tendance à l'augmentation des proportions de particules fines (Figure 22) lorsque le flux d'énergie cinétique cumulé depuis le début de l'évènement pluvieux augmente. Bien que toutes les classes de taille de particules ne présentent pas de comportement particulier vis-à-vis de l'énergie cinétique cumulée, il semble que l'on retrouve en conditions naturelles une tendance cohérente avec celle mise en évidence lors des expériences de détachement en laboratoire. S'il est vrai que cette relation est très dispersée, il est tout de même intéressant de constater que la signature donnée par la pluie n'est pas entièrement masquée par les autres processus à l'œuvre à l'échelle du versant. Cette analyse sera prolongée par la suite et fait partie de mon premier axe de perspective de recherche.



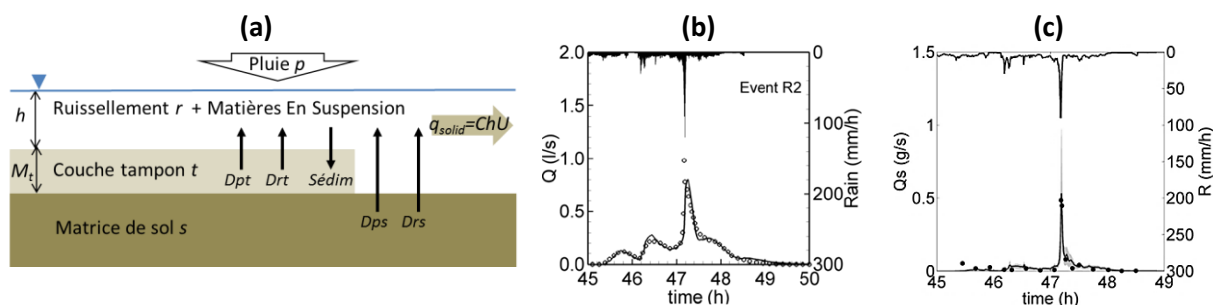
**Figure 22 :** Relation entre énergie cinétique cumulée de la pluie et la proportion de classes de tailles de particules en suspension <16 μm à l'exutoire d'un versant instrumenté du Pradel. Tiré de Coutaz, 2015.



### 3.2.2.2 Modélisation numérique :

<b>D'après les articles :</b>	Cea et al. (submitted) Hydrological Processes
<b>D'après les manuscrits d'étudiant(e)s :</b>	Grangeon (2012)
<b>Collaborateurs principaux :</b>	G. Nord (LTHE-équipe RIVER), L.Cea (Université de la Corogne)

Le modèle numérique Turbillon (présenté en partie 3.2.1.) ayant fait preuve d'une bonne robustesse lors de l'évaluation de son aptitude à reproduire l'hydraulique du ruissellement (Cea et al., 2014), des équations décrivant les processus d'érosion ont été implémentées. Elles décrivent le détachement par la pluie et le ruissellement pour deux couches de matériaux (matrice de sol et couche tampon de particules préalablement détachées) ainsi que la sédimentation selon les approches proposées par Hairsine and Rose (1992a,b), Nord and Esteves (2005) ou encore Heng et al. (2011). Si ces approches s'avèrent séduisantes dans la manière dont les processus sont conceptualisés, le grand nombre de paramètres rend difficile leur application à des échelles de terrain (versant hétérogène, bassin versant) ainsi que la possibilité d'analyser la pertinence de formulations plus complexes, par exemple détaillant la composition granulométrique des particules. Dans un premier temps, nous avons donc cherché à évaluer l'impact d'une simplification de la structure du modèle sur les prédictions des débits solides à l'exutoire du versant du Pradel pour 5 événements pluvieux. Par structure du modèle, nous entendons à la fois la dualité des mécanismes de détachement par les acteurs pluie et ruissellement et la représentation du stock de matériaux érodibles selon deux couches (Figure 23a). Six scénarii de modélisation de l'érosion de complexité croissante (de 1 à 5 paramètres) ont donc été définis. A noter que dans ce travail, la version « monoclasse » du modèle a été utilisée avec des MES représentées par une taille médiane de  $25\mu\text{m}$ , le détachement par la pluie est décrit par son intensité, le ruissellement par le *stream power*.



**Figure 23 :** (a) Représentation des processus d'érosion implémentés dans Turbillon. Exemples de débits liquides (b) et solides (c) mesurés (points) et modélisés (traits) pour l'évènement du 4 novembre 2011 à l'exutoire d'un versant instrumenté au Pradel. Tiré de Cea et al. (2015).

La calibration et l'évaluation des différents scénarii ont été réalisées selon la méthodologie GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation) proposée initialement par Beven and Binley (1992) pour la modélisation hydrologique puis appliquée par Brazier et al. (2000) à la modélisation de l'érosion. La comparaison des scénarii révèle que les réponses hydrosédimentaires du versant peuvent être reproduites correctement en ne considérant que le processus de détachement par la pluie (un seul paramètre  $\alpha$ ). L'ajout du détachement par le ruissellement (2 paramètres  $\alpha$  et  $F$ ) permet d'améliorer les prédictions de débits solides. Au-delà, l'augmentation du nombre de paramètres, par exemple pour décrire le détachement selon deux couches (Figure 23a), n'améliore

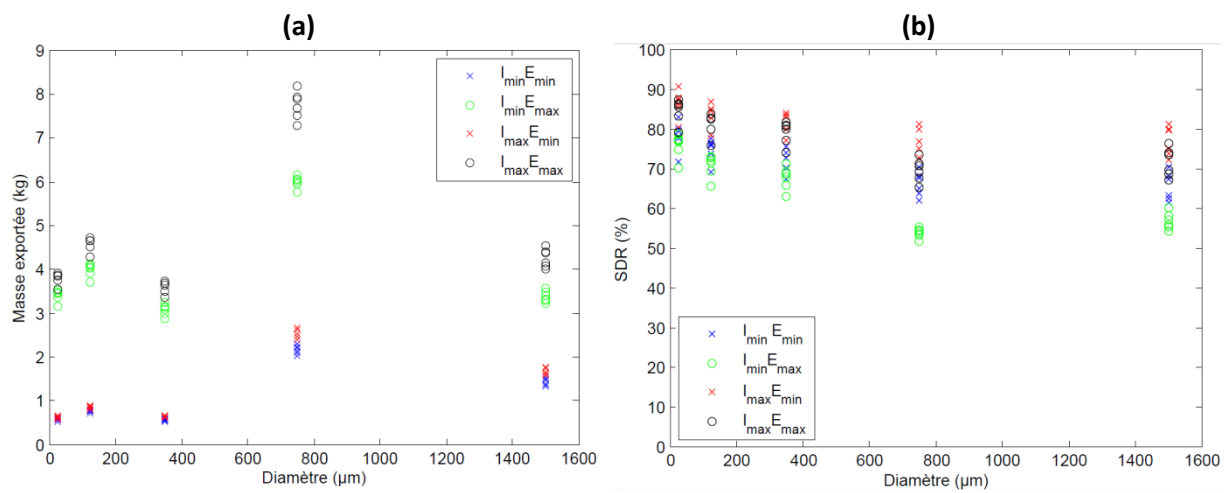


pas significativement les prédictions alors que la procédure de calibration devient beaucoup plus complexe. Si le mécanisme principal de production dans le cas du versant étudié semble être le détachement par la pluie, il convient de préciser que dans d'autres contextes (sol ou forçage) le scénario à deux paramètres pourrait être le meilleur compromis entre efforts de calibration et capacité prédictive du modèle.

Dans un second temps, et devant le double constat i) que la prise en compte seule du processus de détachement par la pluie permettait de reproduire correctement la masse totale de sédiments exportée d'un versant et ii) que à l'exutoire de ce même versant, des corrélations (certes faibles mais significatives statistiquement) entre flux d'énergie de la pluie et tailles des particules transportées ont été mises en évidence, nous avons initié un travail numérique visant à évaluer dans quelle mesure l'implémentation d'un détachement sélectif dépendant de l'énergie de la pluie impacterait les masses de différentes classes de tailles de particules exportées à l'exutoire d'un versant. Nous n'avons pas cherché jusqu'à présent à reproduire les flux par classe de taille de particules à l'exutoire du versant instrumenté du Pradel. En revanche nous nous sommes placés dans un cadre numérique proche de celui du terrain étudié (même géométrie et hydraulique, détachement par la pluie seule) afin de tester la sensibilité des flux par types de particules en sortie de versant à 24 scénarii de précipitations (2 intensités moyennes\*2 énergies\*6 hyétogrammes de forme variable). La version multiclasse du modèle Turbillon a été utilisée pour réaliser cette analyse numérique. Une description du détachement  $Dp$  ( $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) a été adaptée de celle proposée par Kinnell (2005) :

$$Dp_i = \alpha_i \left( \frac{KE - KEc}{KEc} \right)^{\beta_i},$$

avec  $KE$  et  $KEc$  ( $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) les flux d'énergie cinétique, respectivement critique, de la pluie. Les deux constantes  $\alpha$  ( $\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) et  $\beta$  (-) ont été ajustées sur la base des expériences en laboratoire décrites en section 3.1.3 pour chacune des 5 classes  $i$  de taille de particules décrites dans la Figure 15. Quelles que soient les conditions de ruissellement (i.e. quelle que soit l'intensité de pluie et sa variabilité), les masses transférées à l'exutoire sont en moyenne 3 à 7 fois, selon la fraction granulométrique considérée, plus importantes à forte énergie qu'à faible énergie (Figure 24a). Comparativement les différences d'intensité de pluie (donc de ruissellement) ne génèrent des différences ne dépassant pas 10 à 40%. Les valeurs absolues du Sediment Delivery Ratio (SDR), correspondant au pourcentage de masse de particules exportées par rapport à la masse produite (Figure 24b), soulignent quant à elles qu'une forte proportion de la masse détachée (de 51 à 91% selon les tailles) est transférée à l'exutoire. Dans le cadre des simulations que nous avons menées, les masses transférées à l'exutoire semblent donc bien plus dépendantes de la fonction de production que des conditions de transport, laissant supposer de la nécessité d'une description correcte du détachement par classe granulométrique. Ces résultats, évidemment très préliminaires et partiels, pointent d'ores et déjà vers des travaux à prolonger dans le premier axe de mes perspectives de recherche.



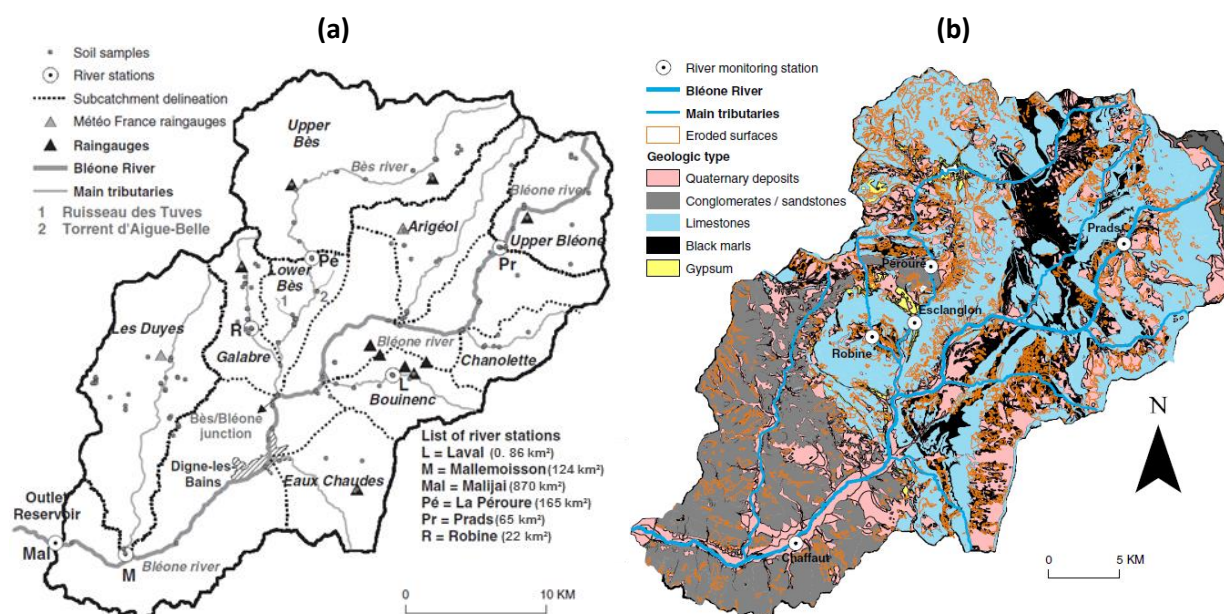
**Figure 24 :** (a) Masse et (b) Sediment Delivery Ratio (SDR) de particules simulés par le modèle à l'exutoire d'un versant similaire à celui du Pradel pour 5 classes granulométriques et 24 scénarii de pluie : 2 énergies  $E$ , 2 intensités  $I$  et 6 hyétogrammes de formes différentes. Tiré de Grangeon, 2012.

### 3.3 Dynamique spatio-temporelle des flux de particules dans les bassins versants de mésoéchelle

#### 3.3.1 Caractéristiques et incertitudes des flux hydrosédimentaires aux exutoires

<b>D'après les articles :</b>	Navratil et al. (2011) <i>Journal of Hydrology</i> , Evrard et al. (2011) <i>Earth Surface Processes and Landforms</i> , Navratil et al. (2012) <i>Earth Surface Processes and Landforms</i>
<b>Collaborateurs principaux :</b>	O. Navratil, M. Esteves et J. Nemery (LTHE-équipe RIVER), O. Evrard (LSCE)

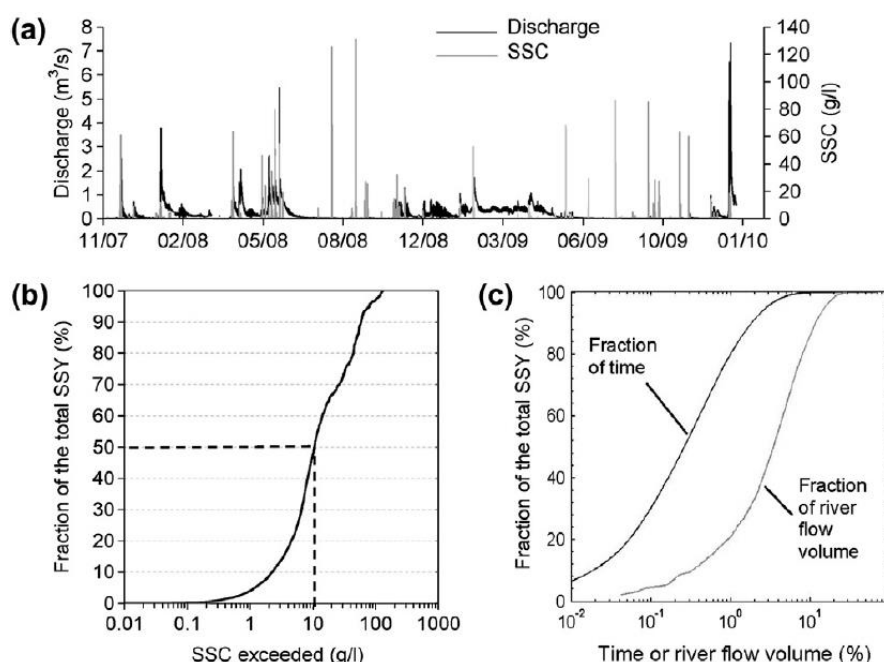
S'intéresser aux flux hydrosédimentaires dans les bassins versants de méso-échelle (i.e. de quelques dizaines à centaines de km<sup>2</sup>) se justifie parce que ce sont des tailles à la fois suffisamment importantes pour intégrer la diversité spatiale et temporelle des processus et suffisamment petites pour répondre aux enjeux sociétaux locaux, qu'ils concernent la prévention des risques ou la préservation de la qualité des milieux. Rappelons également que les travaux réalisés à des échelles globales, comme ceux de Milliman and Syvitski (1992) ou de Meybeck et al. (2003), soulignent le rôle majeur joué par les bassins versants de « petite taille » dans la fourniture de sédiments. Ceci est particulièrement vrai en contexte méditerranéen et montagneux, comme le précisent Vanmaercke et al. (2011) dans leur travail de synthèse sur les flux de sédiments en Europe.



**Figure 25 :** (a) Localisation des pluviomètres et des stations de mesures hydrosédimentaires dans le bassin versant de la Bléone. Tiré de Evrard et al. (2011). (b) Carte lithologique simplifiée d'après la carte 1 : 50000 réalisée par le BRGM. Tiré de Navratil et al. (2012).

L'acquisition de données de qualité aux exutoires des bassins versants est une étape indispensable à la caractérisation et la compréhension des flux hydrosédimentaires. Les efforts ont été portés sur le bassin versant de la Bléone (observatoire Draix-Bléone) à l'aval de Digne les bains car c'est un bassin posant des problèmes à la fois aux gestionnaires d'ouvrages électriques présents à l'aval (EDF) et pointé comme fortement contributeur des flux de sédiments au Rhône par ses gestionnaires (CNR). D'une superficie de 870 km<sup>2</sup>, ce bassin a donc été équipé à partir de 2007 d'un ensemble de 6 stations de mesures hydrosédimentaires (Figure 25) venant ainsi étendre le réseau des stations de

l'observatoire de Draix installées dans les années 1980 par IRSTEA à l'exutoire de 5 bassins versants élémentaires ( $\leq 1 \text{ km}^2$ ). Au niveau de chaque station, les hauteurs d'eau sont mesurées en continu par radar (24GHz). Des jaugeages par dilution et au courantomètre complétés par de la modélisation hydraulique ont permis d'établir des courbes de tarage pour obtenir les débits liquides en continu. Si le suivi en continu des débits n'est pas trivial, celui des concentrations des sédiments en suspension (SSC) l'est encore moins. Mesurer les concentrations sur des échantillons prélevés automatiquement à des fréquences prédéfinies amène souvent à des erreurs importantes dans l'estimation des flux de MES (Thomas and Lewis, 1993, 1995 ; Coynel et al. 2004 ; Moatar et al. 2006). Les variations temporelles de SSC pouvant être très importantes (Figure 26a), l'utilisation de turbidimètres s'avère être le moyen le plus adapté et répandu (Wren et al., 2000 ; Downing, 2006). Les turbidités de l'eau sont donc mesurées en continu par des turbidimètres fonctionnant en rétrodiffusion dans l'infrarouge, des prélèvements automatiques étant réalisés toutes les 60 et 30 minutes lorsque des seuils de turbidités, respectivement de 5 et 20  $\text{g l}^{-1} \text{ SiO}_2$ , sont atteints. Le choix du turbidimètre s'est porté vers un appareil couvrant une large gamme (0-300  $\text{g l}^{-1} \text{ SiO}_2$ ) mais présentant une faible résolution aux basses concentrations. Comme 95% du flux spécifique total ou Suspended Sediment Yield (SSY) est transporté avec des concentrations supérieures à 1  $\text{g l}^{-1}$  (Figure 26b), nous avons pu vérifier a posteriori que ce matériel était adapté et générerait des incertitudes négligeables sur les flux de MES. Le pas de temps de mesure choisi de 10 minutes est essentiel puisque 90% du flux annuel transit en moins de 2% du temps, soit en moyenne 7 jours par an (Figure 26c). Faire une mesure toutes les 10 minutes en moyennant sur 1 minute les acquisitions faites à 1 Hz permet de faire baisser l'erreur moyenne sur les flux à 18% alors qu'elle est de 30% si une seule valeur est considérée toutes les 10 minutes.

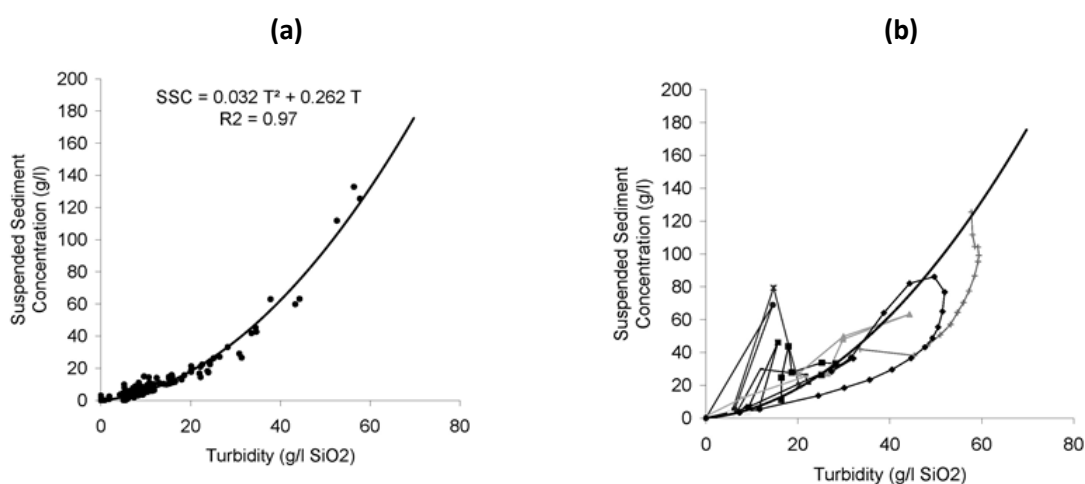


**Figure 26 :** Synthèse de deux ans de mesures à l'exutoire du sous bassin du Galabre illustrant (a) l'évolution du débit et des concentrations, (b) la répartition des quantités totales transportées (SSY) en fonction des gammes de concentrations et (c) en fonction du temps ou du volume écoulé. Tiré de Navratil et al. (2011).

Avant d'analyser les chroniques de débits liquides et solides, un travail d'analyse des incertitudes inhérentes à ce type de station hydro sédimentaire a été réalisé à l'exutoire du Galabre, sous bassin

de la Bléone d'une superficie de 20 km<sup>2</sup>. Chaque source d'incertitude a été estimée et sa propagation dans toute la chaîne de traitement jusqu'au calcul des flux de MES a été évaluée selon une approche de type Monte Carlo. Une des principales sources d'incertitude est la mesure des concentrations utilisées pour transformer les turbidités en SSC. Les incertitudes sur les SSC cumulent des incertitudes de terrain liées au prélèvement et de laboratoire lors des filtrations et pesées. A la représentativité du point de prélèvement par rapport à l'ensemble de la section s'ajoute celle du prélèvement lui-même assuré par un préleveur séquentiel. Du fait de vitesses d'écoulement généralement supérieures à 1 m s<sup>-1</sup>, d'une turbulence importante, et de quelques mesures réalisées à différents points dans la section ne montrant pas de différence significative des concentrations et granulométries des MES, nous avons considéré l'incertitude associée au point de prélèvement comme négligeable pour cette rivière. Subsistait par contre la question de la représentativité des prélèvements. A partir d'expériences de prélèvement dans des suspensions connues, une sous-estimation systématique moyenne de 17% ainsi qu'une erreur aléatoire moyenne de 17% ont été mises en évidence. La part des incertitudes en laboratoire, incluse dans les erreurs précitées, est assez faible (respectivement 3 et 5%).

Une seconde source majeure d'incertitudes concerne la transformation des turbidités T en SSC. Pour 28 des 38 crues échantillonnées sur la période 2007-2009, une relation polynomiale permet de calculer des SSC correctement avec des erreurs de 24% sur la gamme 1-20g l<sup>-1</sup> SiO<sub>2</sub> et diminuant à 10% au-delà (Figure 27a). En revanche, l'application de cette relation aux dix autres crues présentant des hystérésis se traduit par des erreurs de 35% sur la gamme 1-20g l<sup>-1</sup> SiO<sub>2</sub> et de 50% au-delà (Figure 27b). Il semble donc que d'autres facteurs que les incertitudes associées aux SSC soient à l'origine de ces fortes erreurs comme la granulométrie des MES, leur minéralogie ou leur couleur (Foster et al., 1992). Si l'utilisation d'une seule relation de calibration T-SSC peut être acceptable pour réaliser et comparer des bilans de flux cumulés annuels, les relations hystérétiques doivent être considérées pour les inter-comparaisons d'évènements.

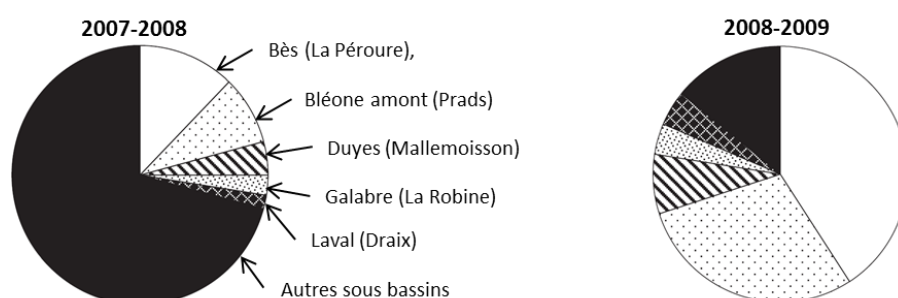


**Figure 27 :** Relations turbidités-SSC (Suspended Sediment Concentration) pour le sous bassin versant du Galabre (a) de type polynomiale ou (b) présentant des hystérésis horaires et anti-horaires. Tiré de Navratil et al. (2011).

La troisième source majeure d'incertitude se trouve dans l'estimation des débits. Si la prise en compte d'une erreur de 10% est généralement recommandée (European ISO EN Rule 748, 1997 ; Baldassarre and Montanari, 2009), celle-ci peut s'avérer plus importante dans certains cas (McMillan

et al. 2010). Sans avoir cherché à estimer précisément ces dernières pour la station du Galabre, nous avons calculé les erreurs sur les flux de sédiments en considérant trois niveaux d'incertitudes sur les débits. Les erreurs moyennes sur les flux cumulés sont de l'ordre de 15, 19 et 29% pour des erreurs respectives sur les débits de 5, 10 et 20%. Les incertitudes sur les SSY pour chaque crue sont du même ordre de grandeur (médiane à 27% par exemple pour une erreur de 20% sur les débits) mais présentent des différences importantes d'une crue à une autre (gamme allant de 22 à 47%).

Outre les fortes variations temporelles des flux de MES mises en évidence d'une crue à une autre au droit de chaque station de mesure (Figure 26a), l'analyse des séries de données collectées en parallèle dans divers sous bassin a mis en évidence une forte variabilité spatio temporelle de ces flux. La Figure 28 illustre la répartition des flux de MES par bassins différents d'une année sur l'autre. A noter également que les flux mesurés à l'exutoire du bassin de la Bléone ont été supérieurs en 2007-2008 ( $430 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) par rapport à 2008-2009 ( $65 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) alors que les cumuls précipités étaient similaires. Ces éléments soulignent la complexité de la dynamique des flux de MES. Devant ce constat nous avons cherché à évaluer l'intérêt de caractériser physiquement les particules en transit aux exutoires pour essayer de mieux comprendre les transferts hydrosédimentaires au sein des bassins versants. Dans les parties 3.3.2. et 3.3.3. qui suivent nous nous intéressons donc à l'origine spatiale des MES ainsi qu'aux caractéristiques physiques des MES conditionnant leurs temps de transit.



**Figure 28 :** Contribution de chaque sous bassin aux quantités totales de MES ayant transité à l'exutoire du bassin versant de la Bléone à Malijai pour deux années hydrologiques. Tiré de Evrard et al. (2011).

### 3.3.2 D'où proviennent les MES en transit aux exutoires ?

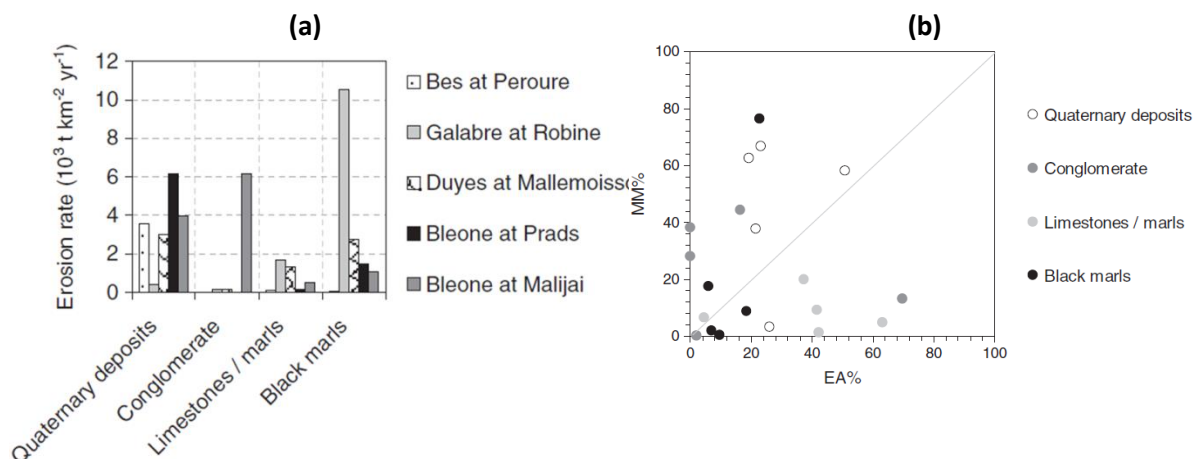
#### 3.3.2.1 Traçage de l'origine spatiale des sources de MES sur les versants

<b>D'après les articles :</b>	Evrard et al. (2011) <i>Earth Surface Processes and Landforms</i> , Navratil et al. (2012) <i>Earth Surface Processes and Landforms</i> , Navratil et al. (2012) <i>Journal of Soils and Sediments</i> , Poulenard et al. (2012) <i>Journal of Hydrology</i> , Legout et al. (2013) <i>Journal of Soils and Sediments</i> .
<b>D'après les manuscrits d'étudiant(e)s :</b>	Bramorski (2008), Douchin (2010), Cordeuil (2010), Chiaverini (2012), Michelon (2013).
<b>Collaborateurs principaux :</b>	O. Navratil, M. Esteves et J. Nemery (LTHE-équipe RIVER), O. Evrard (LSCE), J. Poulenard (EDYTEM Chambéry)

S'intéresser à l'origine spatiale des MES en transit aux exutoires est justifié pour deux principales raisons. La première a pour finalité la compréhension du fonctionnement hydrosédimentaire de l'entité bassin versant (Gellis and Mukundan, 2013). La seconde est d'ordre opérationnelle et vise à identifier les zones qui doivent faire l'objet de réflexions en termes i) d'aménagements des versants

comme par exemple la végétalisation de ravines (Rey and Burylo, 2014 ; Stokes et al. 2014) dans les contextes de badlands, ii) de définitions de bonnes pratiques culturelles dans les zones agricoles (Fiener et al., 2011 ; Woznicki et al. 2014) ou iii) d'application de méthodes de gestion optimale des flux transitant au niveau des retenues et ouvrages hydroélectriques (Skoulidakis, 2009; Nemery et al., 2013). S'il est vrai que les études sur le sujet ont démarré dans les années soixante-dix et que leur nombre a évolué de manière quasi exponentielle (Walling, 2013), un très grand nombre d'entre elles témoignent de l'engouement grandissant pour l'utilisation de ces approches comme outils d'aide à la gestion des sédiments au sens large (Mukundan et al., 2012). Concernant les études dont la motivation principale est la compréhension du fonctionnement hydrosédimentaire des bassins versants, la plupart se sont intéressées à discriminer des compartiments. Par compartiments, nous entendons à la fois la distinction des sources par type d'occupation du sol, i.e. prairie, cultures ou forêt (Wallbrink et al., 2003), par type de mécanisme, i.e. sapement de berges par l'écoulement dans le réseau hydrographique ou ruissellement sur les versants (Wilkinson et al., 2013) , ou encore par type d'érosion sur les versants, i.e. érosion diffuse ou concentrée en rigoles (Wallbrink and Murray, 1993 ; Wallbrink et al., 1999). On trouve en revanche très peu d'études motivées par la dimension temporelle, c'est à dire ayant cherché à évaluer le rôle joué par la variabilité spatiotemporelle du forçage météorologique, en lien avec la variabilité spatiale de l'érodibilité des différents matériaux sources, dans la réponse des bassins versants.

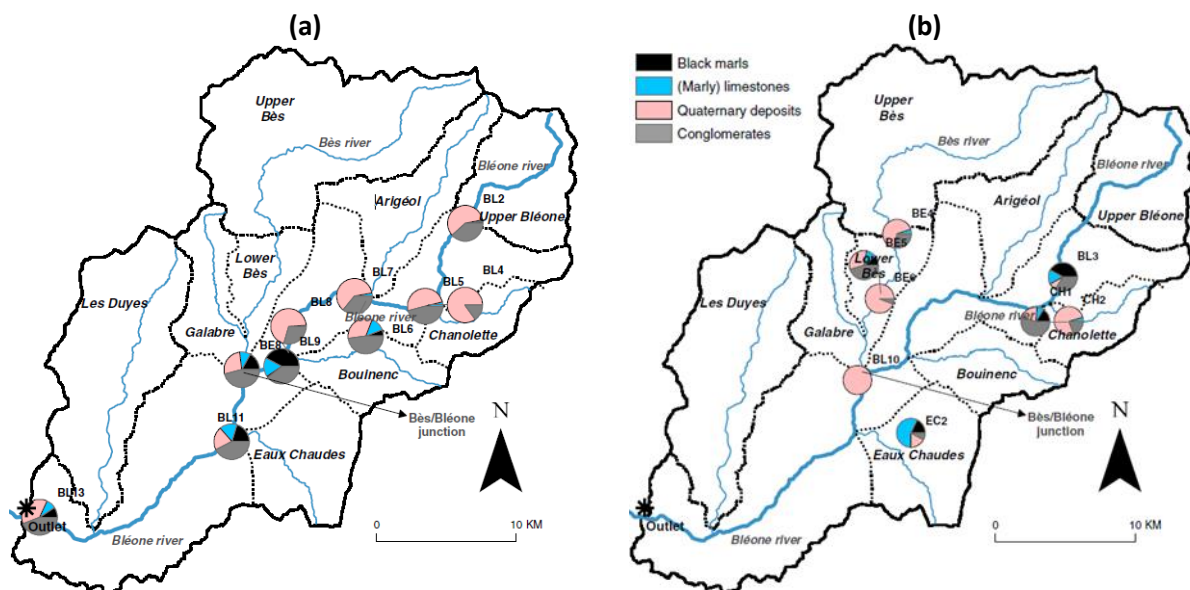
Nous nous sommes dans un premier temps intéressés à la diversité spatiale de l'origine des MES à l'échelle des 870 km<sup>2</sup> du bassin versant de la Bléone (Figure 25a). Une centaine d'échantillons de sol ont été collectés au sein de chaque entité géologique (Figure 25b) dans des zones sources potentielles de sédiments, à savoir des zones visuellement dégradées, non végétalisés ou relativement bien connectées au réseau hydrographique. Au niveau des sédiments, ce premier travail de traçage s'est focalisé sur la collecte d'une soixantaine de matériaux fins déposés dans le réseau hydrographique à 4 dates différentes (24/05/07, 08/01/08, 22/04/09, 18/05/09) à l'issue de 4 crues correspondant à des épisodes de pluie généralisés sur le bassin. La collecte de sédiments fins du lit permettait d'offrir une meilleure couverture spatiale que si nous avions utilisé les MES collectées automatiquement aux 6 stations hydrosédimentaires. Les abondances en radioéléments (<sup>241</sup>Am, <sup>7</sup>Be-7, <sup>137</sup>Cs, <sup>210</sup>Pb, <sup>40</sup>K, <sup>226</sup>Ra, <sup>228</sup>Ra, <sup>228</sup>Th, <sup>234</sup>Th), terres rares (Ce, Eu, La, Lu, Sm, Tb, Yb), éléments traces (Ag, As, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Cs, Hf, Mn, Ni, Pb, Sb, Sc, Se, Ta, Tl, Th, Zn, V) et majeurs (Al, Ca, Fe, K, Mg, Na, Ti) ont ensuite été analysés par les collègues du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement. Sur la base de l'approche proposée par Collins and Walling (2002), les traceurs les plus discriminants ont d'abord été identifiés et introduits dans un modèle de mélange multivarié résolu par une approche de type Monte Carlo afin de tenir compte des incertitudes fortes sur la signature moyenne retenue pour caractériser chaque source de matériaux. Au final 1 seul radioélément (<sup>226</sup>Ra) et 5 métaux (Al, Ni, V, Cu, Ag) se sont avérés suffisants pour discriminer les 4 sources de matériaux suivantes : marnes noires, dépôts quaternaires, calcaires marneux et conglomérats molassiques (Figure 25b). Du fait de sa forte solubilité (Porta, 1998), le gypse (5<sup>ème</sup> source potentielle) n'a pas été considéré comme un matériau conservatif au cours de son transfert vers l'aval et n'a donc pas été retenu dans cette approche de traçage. Des expérimentations dédiées à cette question que nous avons réalisées par la suite ont montré qu'effectivement le gypse était complètement absent des échantillons de MES (Poulenard et al., 2012).



**Figure 29 :** (a) Distribution des taux d'érosion spécifiques moyens annuels établis sur la période 2007-2009 en fonction des bassins versants et des types de matériaux sources identifiés par l'approche de traçage conventionnelle. (b) Comparaison des pourcentages de flux de MES par type de matériaux source estimés à partir de la carte des surfaces érodées (EA) et à partir des résultats du modèle de mélange utilisé dans l'approche de traçage (MM). Tiré de Evrard et al. (2011).

En combinant les flux moyens annuels de MES mesurés aux exutoires avec les compositions moyennées sur les 4 dates des échantillons de sédiments collectés dans le lit proche de la station de mesure, des taux d'érosion ont été estimés par site et par matériau source (Figure 29a). Ces taux présentent une forte variabilité spatiale à la fois entre sites (de 2300 à 6900 t km<sup>2</sup> an<sup>-1</sup>) et entre types de matériaux (de 700 à 3500 t km<sup>2</sup> an<sup>-1</sup>). Un premier élément de réponse a été cherché dans les différences d'érodibilité des matériaux sources. Nous avons pour cela calculé d'une autre manière la répartition des flux par type de matériaux en analysant les photographies aériennes et en considérant que chaque zone érodée contribuait proportionnellement à sa surface quel que soit le type de matériau. La comparaison des compositions par type de matériaux source déduites de l'approche de traçage (MM) avec celles déduites de la répartition par lithologie des zones érodées (EA) a révélé des tendances en terme d'érodibilité, les marnes et les dépôts quaternaires présentant des susceptibilités à l'érosion les plus fortes (Figure 29b). L'analyse par date des contributions de chaque matériaux sources aux échantillons de sédiments fins collectés dans le lit a également mis en évidence à la fois une certaine stabilité des proportions de matériaux sources pour certains sites (voir BV de Chanolette) et une forte variabilité inter crues de ces proportions à d'autres (voir BL2 et BL3 ainsi qu'à la confluence Bès Bléone ; Figure 30 a et b).

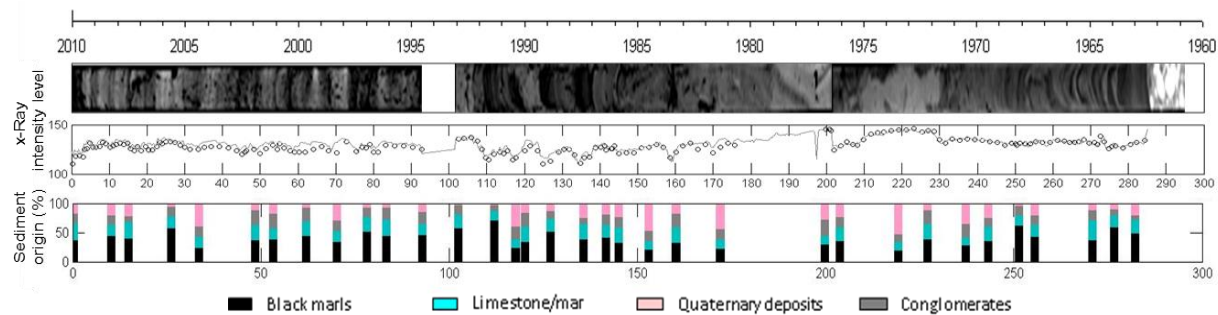




**Figure 30 :** Contribution de chaque matériau source aux échantillons du lit collectés les (a) 08/01/08 et (b) 18/05/09. Tiré de Evrard et al. (2011).

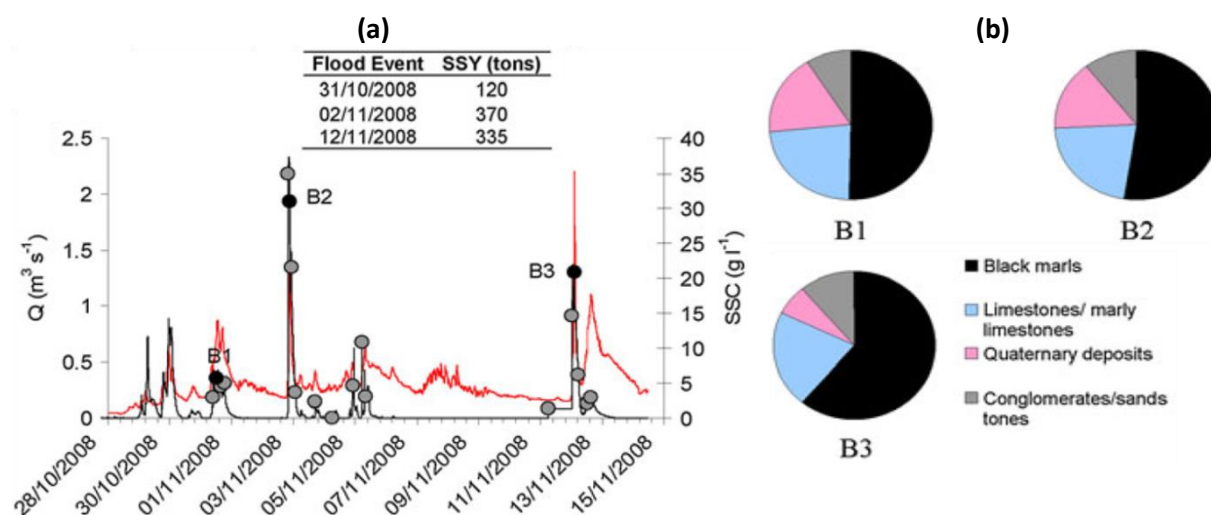
Il faut néanmoins souligner que ces résultats sont basés sur un échantillonnage de sédiments du lit dont il est difficile d'évaluer la représentativité temporelle : s'agit-il d'une signature moyenne de l'année, de la dernière crue, de la dernière heure de la crue... ? Du fait de cette limitation, il s'est avéré difficile d'aller plus loin sur les mécanismes de production et de transfert.

Ce premier travail combinant analyse des flux et traçage de l'origine des matériaux fins a permis de pointer sur une potentielle forte diversité spatiale des zones sources contributives à des échelles de temps relativement courtes (variabilité inter crues). Nous nous sommes intéressés en parallèle à des échelles de temps plus longues sur la base d'une analyse relativement complète d'une carotte prélevée proche de l'exutoire du bassin versant de la Bléone. Grace aux teneurs en excès de  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{137}\text{CS}$  mesurées à 92 profondeurs, la carotte a pu être datée (Figure 31). A partir de l'analyse visuelle et en considérant que les contrastes de niveaux de gris obtenus par imagerie en rayons X correspondaient à des différences de densité de matériaux, nous avons identifié 114 dépôts de crue. En croisant les chroniques de débit disponibles depuis 1962 à la station du Bès, des informations sur les glissements de terrain ou dommages aux infrastructures listés dans les rapports du RTM, ainsi que les données pluviométriques journalières disponibles à quelques endroits dans le bassin, l'épaisseur de ces dépôts ont été corrélés avec de la variabilité hydrométéorologique interannuelle. Enfin, la composition en matériaux sources a été estimée sur 32 crues sélectionnées selon l'approche de de traçage décrite précédemment.



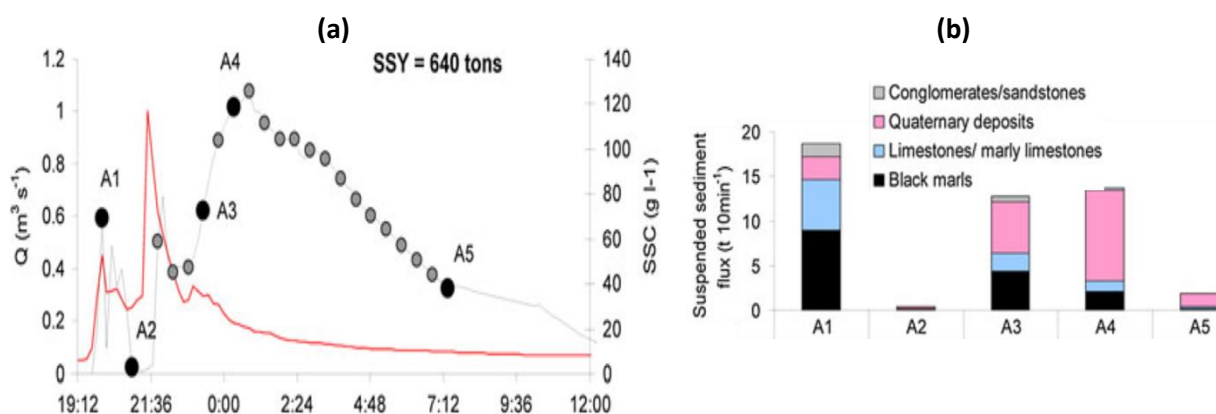
**Figure 31 :** Analyses réalisées sur une carotte de sédiments de 300 cm d'épaisseur prélevée à l'exutoire du bassin versant de la Bléone. Tiré de Navratil et al. (2012).

Si les marnes noires et les calcaires marneux semblent avoir contribué majoritairement (environ 2/3) aux dépôts de sédiments au cours de ces cinquante années, les compositions montrent une variabilité assez importante de la diversité des sources de matériaux entre les crues. On notera en particulier une relative stabilité des contributions des calcaires marneux (coefficient de variation  $CV=22\%$ ) alors que des variations plus importantes pour les marnes ( $CV=31\%$ ), voire très importantes pour les dépôts quaternaires ( $CV=60\%$ ) sont observées. Devant ce constat il n'est pas trivial d'identifier des mécanismes capables d'expliquer à la fois cette stabilité inter crues pour certains matériaux ainsi qu'une variabilité forte pour d'autres. Les explications se trouvent certainement dans une combinaison de différents facteurs incluant les différences d'érodibilité des matériaux comme nous l'avons déjà évoqués précédemment, la variabilité spatiale et temporelle du forçage météorologique et la capacité des crues à remobiliser des stocks temporairement déposés dans ou proche du réseau hydrographique principal. Il semble par exemple que l'abondance des dépôts quaternaires de 1973 à 1985 soit liée à l'occurrence d'événements de crues majeurs associés à des glissements de terrain au cours de cette période (1973, 1978 et 1979).



**Figure 32 :** Succession de 3 événements de pluie généralisés ayant généré des crues à l'exutoire du Galabre. En (a) sont représentés l'hydrogramme (rouge), le turbidigramme (noir) ainsi que les heures de prélèvement des 3 échantillons (B1 à B3) de MES collectés puis (b) caractérisés selon l'approche de traçage conventionnelle. Tiré de Navratil et al. (2012).

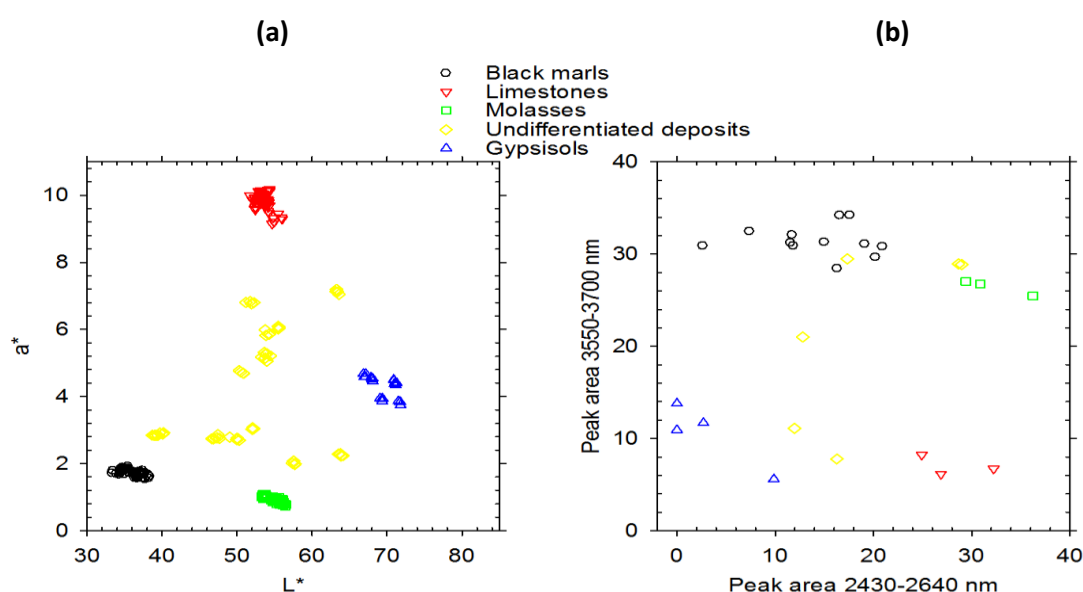
En parallèle de ces travaux aux échelles de temps longs, nous avons continué à travailler sur la dimension temporelle de la dynamique des flux de particules en suspension à l'échelle de l'évènement de crue. L'objectif était d'évaluer le rôle joué par la variabilité du forçage météorologique dans l'activation des différents types de matériaux spatialement distribués dans le bassin versant. Sur la base d'une typologie des épisodes pluvieux distinguant les évènements généralisés (caractérisés par de faibles intensités mais des cumuls importants), des évènements localisés (caractérisés par des intensités fortes mais des cumuls plus faibles), nous avons sélectionnés quelques crues. Du fait des limites d'interprétation de l'approche de traçage réalisée sur des sédiments du lit en terme de dynamique temporelle (Figure 30), nous avons appliqué l'approche de traçage à des échantillons de MES. Sur le bassin versant du Galabre (20 km<sup>2</sup>), deux séries d'évènements contrastés ont ainsi pu être analysés. La figure 32a illustre une succession de 3 crues automnales survenues à l'issue de trois épisodes pluvieux généralisés caractérisés par des précipitations distribuées de manière homogène sur tout le bassin versant et des intensités faibles ( $I_{\max_{10\text{ min}}}=15\text{ mm h}^{-1}$ , cumul de 33 mm). La quantité totale de sédiments transportés au cours de ces 3 épisodes correspond à 6% du flux moyen annuel. Outre le fait que ce sont des particules de marnes noires (50 à 61%) et de marno-calcaires (20 à 31%) qui contribuent majoritairement au flux de MES, un point important à souligner est la relative stabilité temporelle de la contribution des différents matériaux sources (Figure 32b).



**Figure 33 :** Crue du 12/08/08 lors d'un épisode pluvieux localisé sur le bassin versant du Galabre. En (a) sont représentés l'hydrogramme (rouge), le turbidigramme (noir) ainsi que les heures de prélèvement des 5 échantillons (A1 à A5) de MES collectés puis (b) caractérisés selon l'approche de traçage conventionnelle. Tiré de Navratil et al. (2012).

Le second évènement de crue enregistré le 12/08/08 (Figure 33a) fait suite à un évènement pluvieux convectif très localisé avec des intensités fortes ( $I_{\max_{10\text{ min}}}=90\text{ mm h}^{-1}$ , cumul de 24 mm). La quantité de MES ayant transité à l'exutoire est du même ordre de grandeur que celle ayant transité au cours de la succession des 3 crues automnales. En revanche cet évènement se caractérise par une variabilité intra crue de la contribution des matériaux sources, le pourcentage de marnes diminuant progressivement au cours du temps au profit des dépôts quaternaires (Figure 33b). La comparaison de deux évènements contrastés sur le sous bassin versant du Bès (165 km<sup>2</sup>) a abouti au même constat, à savoir que les évènements généralisés se caractérisaient par des compositions lithologiques relativement stables alors que les évènements convectifs localisés présentaient une variabilité inter et intra crue de la contribution des différentes sources. Dès lors il s'agissait d'avancer dans la compréhension du paradoxe suivant. S'il est compréhensible que les évènements localisés activent des sources différentes d'un évènement à un autre ou au sein même d'un évènement se

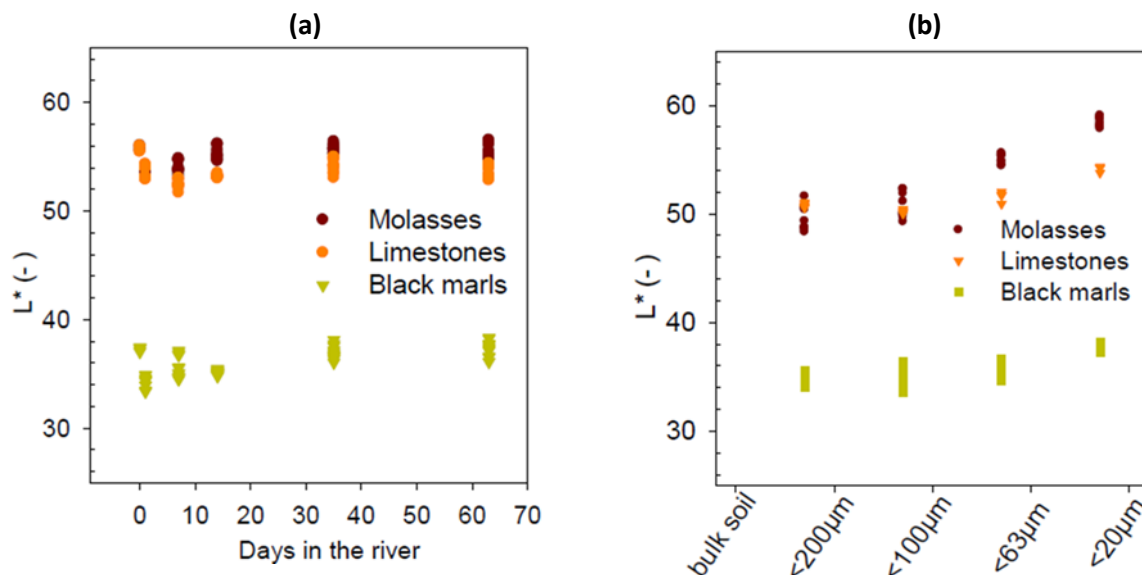
traduisant par de la variabilité intra crue dans les compositions de matériaux à l'exutoire, il est en revanche moins trivial d'expliquer pourquoi une pluie généralisée ne se traduit pas elle aussi par une variabilité intra crue (certes plus structurée) de la sortie des différents matériaux en fonction de leur distance à l'exutoire. Compte tenu de la forte variabilité temporelle inter et intra crue des concentrations et des flux de MES, il nous est apparu indispensable de pouvoir vérifier ce constat à la fois sur un plus grand nombre d'évènements pluvieux et sur un plus grand nombre d'échantillons au sein d'un même épisode pluvieux. Rappelons en effet que pour la succession de crues automnales sur le Galabre (Figure 32), seuls 3 échantillons ont été analysés, posant ainsi la question de la représentativité de ces échantillons. Malheureusement, du fait des coûts et du temps nécessaires à la réalisation des analyses géochimiques, l'approche de traçage conventionnelle s'est avérée incompatible avec nos besoins d'augmenter la résolution temporelle de nos mesures de l'origine spatiale des MES.



**Figure 34 :** Discrimination des matériaux sources par spectrométrie de réflectance diffuse dans (a) le visible et (b) l'infra-rouge.  $L^*$  (indice de clarté) et  $a^*$  (axe rouge vert) sont des indicateurs colorimétriques dérivés du spectre visible. Tiré de Legout et al. (2013) et Poulenard et al. (2011).

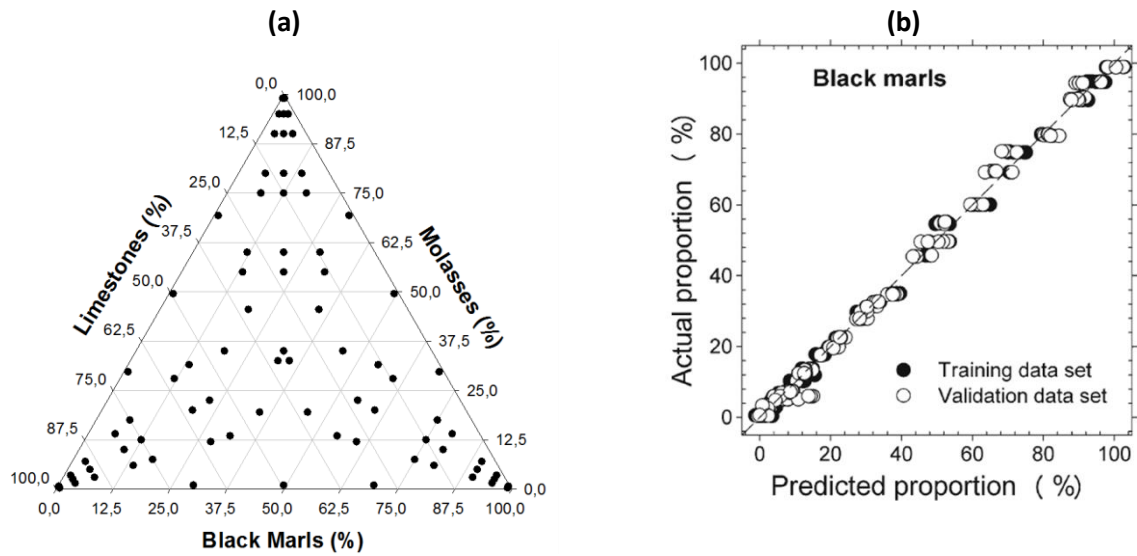
Nous avons donc cherché avec J. Poulenard (EDYTEM Chambéry) à développer des méthodes de traçage « low cost » permettant de les appliquer en routine sur tous les échantillons collectés par les préleveurs automatiques durant les crues. La spectroscopie étant un outil utilisé depuis plusieurs années pour caractériser des propriétés de sols (Viscara Rossel et al., 2006) et ayant déjà prouvé son aptitude à discriminer des sources de sédiments (Martinez Carreras et al. 2010a), nous avons donc tester la possibilité d'utiliser des spectres de réflectance diffuse dans le visible et l'infra-rouge pour quantifier la proportion de chaque matériaux sources dans les échantillons de MES. Ce travail a été réalisé sur le bassin versant du Galabre pour deux raisons. La taille (20 km<sup>2</sup>) constitue un bon compromis entre une surface suffisamment grande pour être intégrative des différents processus et pas trop étendue de manière à faciliter l'échantillonnage des différents matériaux sources. Du point de vue lithologique ce bassin versant regroupe toute la diversité de matériaux présente dans le bassin versant de la Bléone (Figure 25b). La figure 34 montre que les deux types de mesures (visible et infra rouge) permettent de discriminer 4 des 5 matériaux sources. Les dépôts quaternaires (indifférenciés) étant par définition un mélange des 3 matériaux primaires en proportion inconnue,

nous n'avons pas pu les inclure comme source dans la suite de l'approche de traçage, constituant ainsi une limitation à notre approche low cost. Pour les mêmes raisons que celles évoquées dans l'approche conventionnelle le gypse n'a pas non plus été retenu dans la suite. Avant de passer à l'étape de calibration des modèles de mélange, nous avons vérifié que les signatures spectrales pouvaient être considérées comme des traceurs conservatifs.



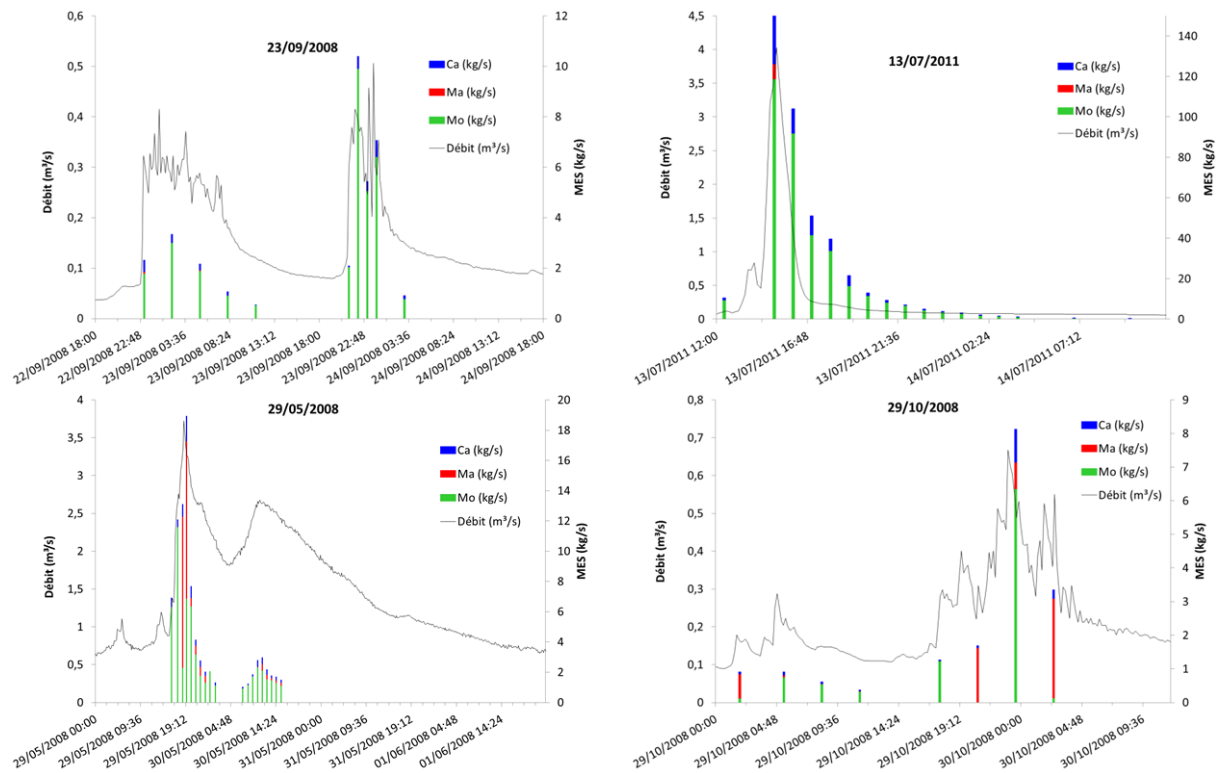
**Figure 35 :** Valeurs de l'indice de clareté ( $L^*$ ) pour (a) différentes durée d'immersion des échantillons de sol dans la rivière du Galabre et (b) différentes classes granulométriques des particules de sol. Tiré de Legout et al. (2013).

Cette vérification s'imposait du fait i) de possibles altérations biogéochimiques des particules au cours de leur transfert comme par exemple la réduction du fer (Philips and Marion, 2001) et ii) de la sélectivité granulométrique des processus d'érosion (Slattery and Burt, 1997) pouvant impacter fortement les mesures de réflectance (Ben-Dor et al. 1998). Nous avons donc fait séjourner différents échantillons de sol dans des petits sacs poreux dans la rivière du Galabre pour des durées allant de 1 à 63 jours. Les mesures réalisées dans le visible ont montré peu de variations des signatures (Figure 35a). En revanche la comparaison des mesures réalisées sur différentes fractions granulométriques des échantillons de sol a révélé une plus forte sensibilité des signatures spectrales aux tailles des particules (Figure 35b), les variations ne dépassant cependant pas 7% entre les deux classes granulométriques les plus fines. Des échantillons artificiels ont ensuite été confectionnés à partir de mélange en proportions connues des 3 matériaux primaires marnes, molasses et calcaires marneux (Figure 36a). Des modèles PLSR (Partial Least Square Regression) ont ensuite été calibrés et validés de manière indépendante pour chacun des 3 matériaux sources (figure 36b). Ces modèles ont ensuite été appliqués en routine sur un ensemble de 328 échantillons de MES collectés au cours de 23 crues de novembre 2007 à novembre 2011.



**Figure 36 :** (a) Mélanges artificiels préparés à partir des échantillons de sol tamisés à 63 $\mu$ m et ayant séjourné 1 journée dans la rivière. (b) Exemple de résultats de calibration et de validation obtenu pour les marnes noires. Tiré de Legout et al. (2013).

Pour l'ensemble des crues, les proportions de calcaires marneux sont restées stables et faibles avec des valeurs de l'ordre de 10% (Figure 37). Les contributions des marnes et des calcaires marneux sont elles aussi restées stables dans la moitié des crues analysées (i.e. 23/09/08 et 13/07/11). En revanche l'autre moitié des crues se caractérise par des variations concomitantes des proportions de marnes et de molasses (29/05/08), avec pour certaines des variations pouvant être très fortes d'un échantillon de MES au suivant (29/10/08).



**Figure 37 :** Exemple de quatre événements de crue à l'exutoire du Galabre analysés selon l'approche de traçage low cost. Tiré de Legout et al. (2013) et Michelon (2013).



L'application en routine de l'approche de traçage low cost à l'ensemble des échantillons de MES a permis d'acquérir des informations avec une résolution temporelle plus haute que celle envisageable avec les approches conventionnelles. Le jeu de données ainsi créé a permis de souligner que pour plus de la moitié des crues, tracer l'origine des matériaux sur seulement quelques échantillons de MES conduit à une estimation erronée des flux par types de matériaux. Les flux sur la période 2007-2011 déduits de l'approche low-cost suggèrent que les molasses contribuent à 60% des flux totaux contre seulement 30% pour les marnes, alors que les extrapolations faites à partir des approches de traçage conventionnelles laissaient supposer d'une large prédominance des marnes dans les flux exportés sur ce bassin versant (Evrard et al., 2011; Navratil et al. 2012). Cela conduit également à une mauvaise interprétation des mécanismes de production et de transfert. A l'issue de l'approche de traçage conventionnelle sur les échantillons de MES, nous en avons conclu que les événements localisés semblaient plutôt être associés à de la variabilité temporelle de la composition en matériaux sources alors que les événements généralisés présentaient une certaine stabilité des contributions de chaque source. Ce constat se vérifie pour certains événements comme le 23/09/08 (événement généralisé) et le 29/05/08 (localisé) mais par pour d'autres comme le 13/07/11 (localisé) ou le 29/10/08 (généralisé). Il semble donc que la typologie simple des types d'événements pluvieux ne soit pas suffisante à elle seule pour expliquer les stabilités/variabilités des flux par types de matériaux. Cela justifie la nécessité de s'intéresser plus précisément au rôle joué par la variabilité spatiale et temporelle du forçage météorologique. Ce travail fait partie de mon troisième axe de mes perspectives de recherche

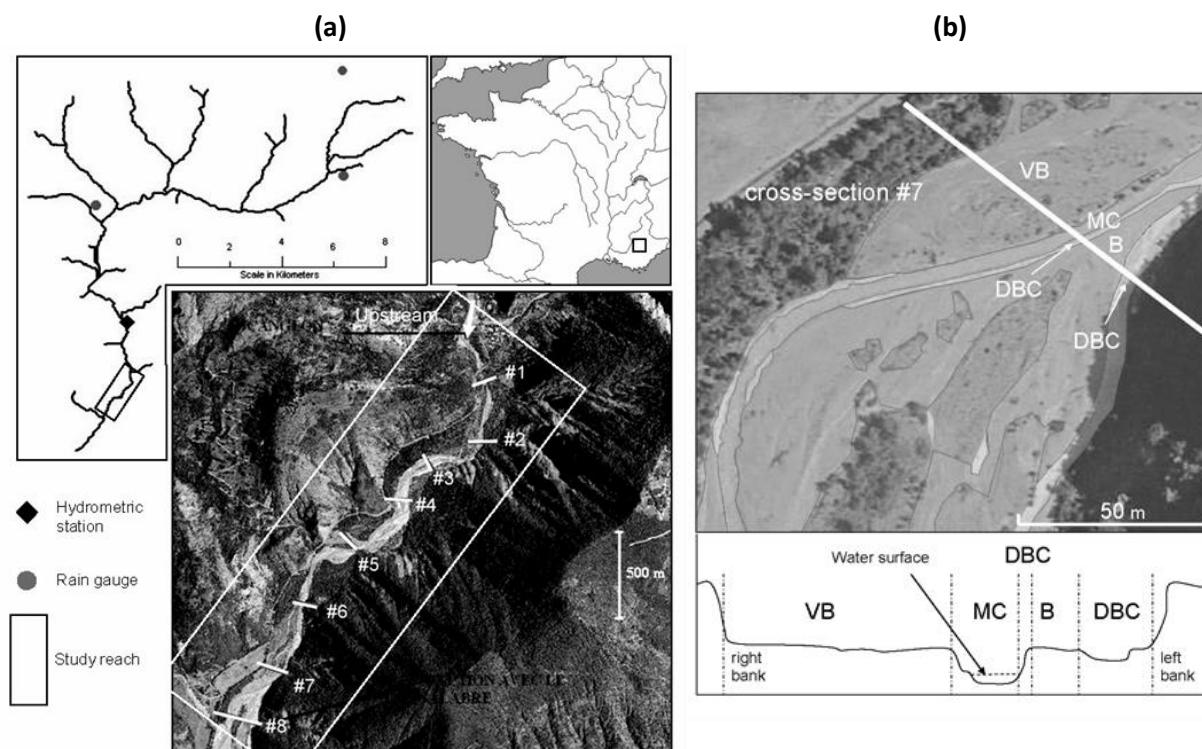
### 3.3.2.2 Stocks de particules fines dans le réseau hydrographique

<b>D'après les articles :</b>	Navratil et al. (2010) <i>Hydrological Processes</i>
<b>D'après les manuscrits d'étudiant(e)s :</b>	Gateuille (2008), Douchin (2009)
<b>Collaborateurs principaux :</b>	O. Navratil (LTHE-équipe RIVER), F. Liébault (IRSTEA Grenoble)

Dans la section précédente, nous avons mis en évidence la diversité spatiale des zones contributives pouvant s'activer de manière simultanée ou successive en fonction du forçage météorologique, comme facteur explicatif de la variabilité des flux de MES aux exutoires des bassins versants. A ce facteur s'ajoute le comportement non conservatif pouvant exister lors du transfert des sédiments depuis les sources jusqu'à l'exutoire, se traduisant par du stockage de MES « jeunes » et/ou du déstockage de MES « anciennes » dans le réseau hydrographique. Ces stockages dans le réseau hydrographique ou dans les plaines d'inondations sont bien documentés dans la littérature. Ils ont été mis en évidence, soit de manière directe à partir d'approches de type « sediment budget » (Lambert and Walling, 1988 ; Walling et al., 1998, 2000, 2006; Owens et al., 1999; Smith et al., 2003; Wilson et al., 2004; Collins and Walling, 2007), soit de manière indirecte en attribuant aux hystérèses débits-MES horaires une remise en suspension de stocks présents dans le réseau (Williams, 1989; Asselman, 1999; Brasington and Richards, 2000; Lawler et al., 2005; Lefrancois et al., 2007). Ces études ont pour la plupart été conduites dans des rivières en contexte de plaine. Dans le cas des rivières en tresse, généralement observées en milieu montagneux et en particulier dans les sites sur lesquels nous travaillons, les processus de dépôts et de reprises de MES présents dans le lit nous ont semblé être des processus pouvant réguler de manière significative les flux de MES. En comparaison



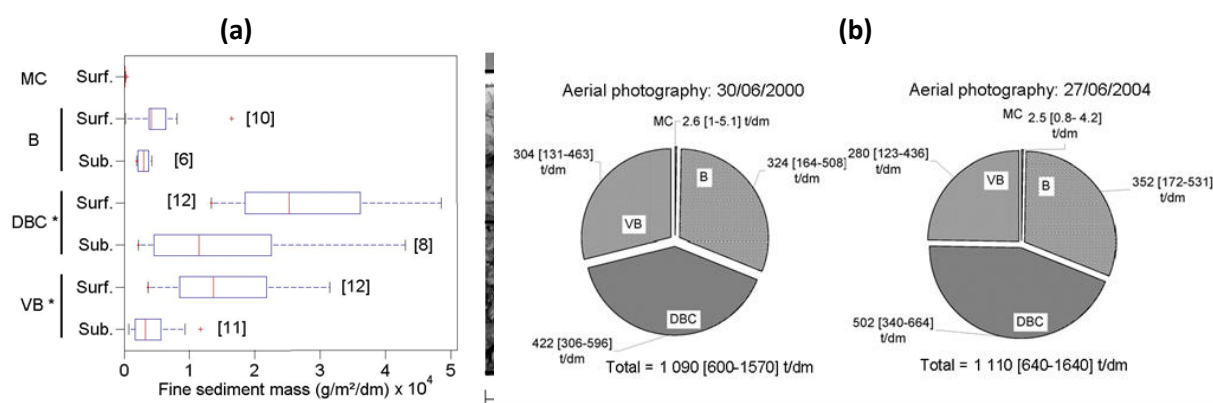
avec les rivières de plaine précitées, les rivières en tresse présentent un énorme potentiel de piégeage des MES du fait de la présence de larges bandes actives offrant une surface de stockage importante (Hicks, 2000; Haschenburger and Cowie, 2008), de gammes de tailles de sédiments souvent très étendues (Lunt and Bridge, 2004), de fortes concentrations en MES (Hicks, 2000; Mathys et al., 2003; Mano et al., 2009) et de la présence de bancs végétalisés. Bien que quelques études aient pointé le rôle clé du stockage/déstockage de matériaux fins dans l'explication de la variabilité des flux de MES à l'aval de rivières en tresses (Maizels, 1979; Warburton, 1990, 1999; Hodgkins et al., 2003; Orwin and Smart, 2004; Stott and Mount, 2007) aucune estimation de stocks potentiellement piégés n'était disponible dans la littérature.



**Figure 38 :** (a) Localisation du tronçon de la rivière Bès étudié et (b) répartition des différents faciès hydrogéomorphologiques. Tiré de Navratil et al. (2010).

Ce constat a donc motivé un premier travail que nous avons réalisé sur l'évaluation des stocks des sédiments fins ( $< 2$  mm) stockés dans un tronçon de 2,5 km du Bès (Figure 38a), affluent de la Bléone. Cette rivière présente des tresses bien développées (de 50 à 180 m de large), une pente moyenne forte (1,6%) et un diamètre médian des sédiments du lit ( $d_{50}$ ) de 70 mm ( $d_{10}$  et  $d_{90}$  de 40 et 93 mm, respectivement) sur le tronçon étudié. Les flux spécifiques de MES sur ce bassin ( $1100 \text{ kg km}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ ) sont comparables à d'autres sites de montagne, les concentrations pouvant dépasser les  $100 \text{ g l}^{-1}$  lors d'épisodes orageux. Sur la base d'une analyse de photos aériennes prises à deux dates (juin 2000 et juin 2004), nous avons effectué (i) une typologie des quatre faciès hydrogéomorphologiques observés sur ce tronçon à savoir le chenal principal noté MC (17% de la surface totale en 2004), les tresses sans eau DBC (13%), les bancs non végétalisés B (49%) et les bancs végétalisés VB (20%), puis (ii) calculé leurs surfaces respectives (Figure 38b). Bien que trois crues majeures ( $65$ ,  $60$  et  $70 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) aient significativement modifié l'organisation spatiale des différents faciès entre ces deux dates, la surface totale des faciès et la répartition de chacun s'est avérée non significative aux regards des incertitudes estimées à 20% (-4%, 10%, 4% et -6% de variation respectivement pour MC, DBC, B et

VB). Lors d'une campagne de terrain (juillet 2008), nous avons mesuré les quantités de sédiments fins stockés en 58 points de quelques dm<sup>2</sup> répartis dans chaque faciès, sur la base de protocoles établis par Lambert et Walling (1988) et décrits dans Navratil et al. (2010). Même si l'ensemble des faciès présente une forte variabilité des quantités de sédiments fins en fonction des sites (coefficients de variations variant de 30 à 70%), les deux faciès DBC et VB présentent des stocks importants par rapport aux deux autres (Figure 39a). En multipliant ces stocks estimés sur des petites surfaces élémentaires par les surfaces de chaque faciès nous avons mis en évidence que de très grandes quantités de sédiments fins sont stockées dans le tronçon en tresses du Bès à savoir environ 1100 t sur les dix premiers centimètres de profondeur, soit 7 kg m<sup>-2</sup> dm<sup>-1</sup> (Figure 39b). A noter que le tronçon étudié de 2,5 km correspond à environ 17% de la surface en tresses du bassin.

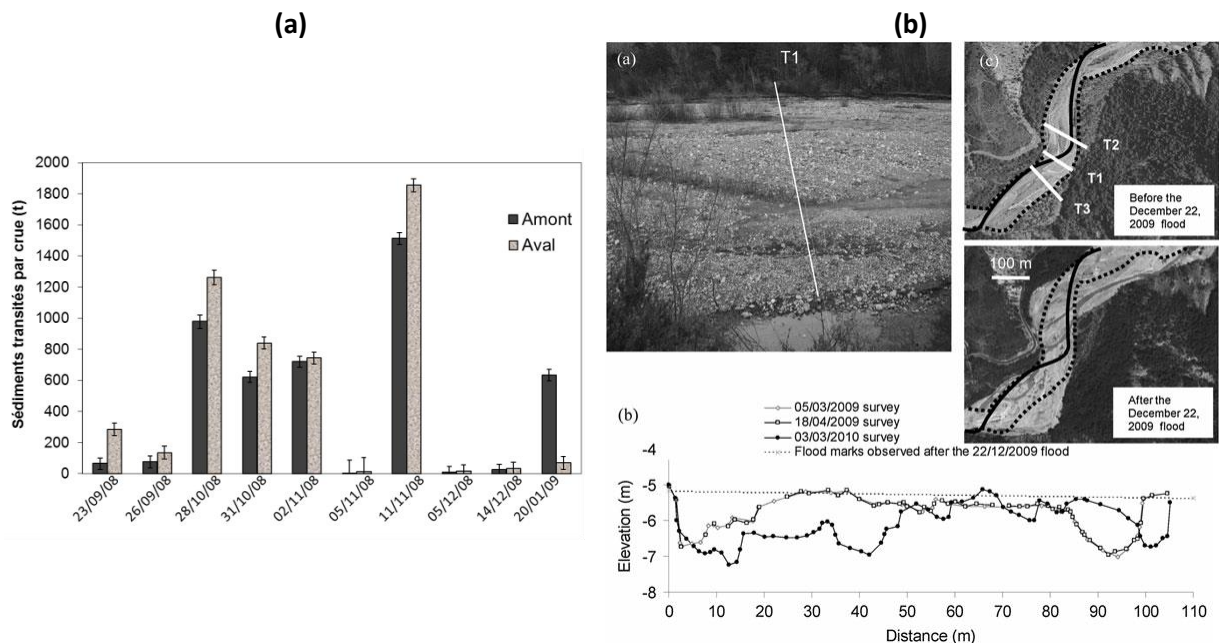


**Figure 39 :** (a) Masse de sédiments fins par type de faciès et par couche de surface (de 3 à 20cm) ou de sub-surface. Les nombres de points sont indiqués entre crochets. \* signifie que les quantités de sédiments de ce faciès sont significativement différentes des autres (Mann Whithney rank sum test). (b) Stock de sédiments fins en tonnes par faciès et par couche de 10cm aux deux dates. Les valeurs entre crochets correspondent à deux écarts types. Tiré de Navratil et al. (2010).

Ces stocks ont ensuite été comparés aux flux sédimentaires estimés juste à l'amont du tronçon (Figure 25a) grâce aux mesures en continu de débits et de la turbidité calibrée à l'aide d'échantillons de MES (station du Bès à Pérouré de l'observatoire Draix-Bléone et du SPC-Grand Delta-EDF). Ces flux ayant varié de 1000 à 12000 t par crue entre 2007 et 2008, nous en avons déduit que les stocks mesurés sur le tronçon d'étude étaient tout à fait comparables aux apports de sédiments transportés au cours des crues et donc que la remobilisation de ces stocks pouvait contribuer significativement aux flux globaux de MES du bassin à l'échelle de la crue.

Les questions qui se posaient alors étaient i) ces stocks sont-ils vraiment mobiles ? et ii) si oui, quand le sont-ils ? Sur la base de la répartition des stocks établis par faciès, nous avons tout d'abord proposé une typologie de remobilisation de ces stocks en fonction des conditions hydrauliques (hauteurs d'eau et surfaces immergées) : dépassement du seuil de charriage et décolmatage du substrat dans le lit principal (crues de Type I,  $Q < 5\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ) ; mise en eau des tresses adjacentes avec resuspension des fines (Type II ;  $5 < Q < 15\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ), submersion et sapement de bancs graveleux (Type III ;  $15 < Q < 30\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ), érosion de la plaine alluviale pour les plus fortes crues (Type IV ;  $Q > 30\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ). Nous avons également tenté de répondre à ces questions et de valider cette typologie en installant une station de mesure des flux de MES à l'aval du tronçon étudié afin d'effectuer pour différentes crues des bilans sédimentaires entre flux entrant et sortant. L'analyse des formes des relations entre

concentrations en MES et débits a fourni des premiers éléments de réponse puisque des relations de type hystérésis horaires, pouvant être interprétées comme un apport rapide de sédiments présents dans le réseau hydrographique, ont été observées pour 80% des crues entre 2007 et 2008. Au niveau des bilans, il est important de préciser que la station de mesure ajoutée temporairement à l'aval s'est avérée compliquée à maintenir en bon état de fonctionnement, principalement du fait de la forte mobilité des tresses et de notre incapacité à modifier le positionnement des capteurs en conséquence. Comme le montre la figure 40a, les quelques crues enregistrées se caractérisent par de légers déstockages de MES du tronçon lors de la période étudiée. Ces déstockages sont significatifs mais relativement faibles (max. 200 t) et n'ont pas permis d'avancer réellement sur la compréhension de la dynamique de ces stocks. En revanche il est important de souligner que ces événements étaient de faible intensité en terme de quantité de sédiments transportés et qu'au cours de l'évènement majeur 22/12/09 (crue décennale), 57500 tonnes de MES ont transité au niveau de la station amont du Bès (Q max. =  $160 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Sur le tronçon étudié, le suivi topographique a montré que si l'ensemble des crues de faible intensité n'avait généré que très peu d'impact sur la morphologie de la bande active, cette crue majeure s'est caractérisée par une érosion allant de 3 à 34 cm en moyenne suivant les transects avec des érosions locales de plus d'un mètre et demi (Figure 40b). En considérant les stocks estimés à  $7 \text{ kg m}^{-2}$  pour le premier décimètre, la surface totale en tresse du bassin du Bès ( $730000 \text{ m}^2$ ) et en faisant l'hypothèse d'une remobilisation moyenne sur 50 cm (hypothèse forte mais en accord avec les travaux de Tacon et al., 2011), la moitié de la quantité totale de MES ayant transité au cours de cette crue pourrait provenir du déstockage du réseau. Si ces travaux ont mis en évidence le rôle que pourrait avoir ces stocks temporaires de matériaux fins dans les lits, nous retenons également que les quantités stockées ne sont que du même ordre de grandeur que les quantités en transit à l'échelle de l'épisode de crue. Il est donc important, y compris dans ce type d'hydrosystèmes, de continuer à travailler sur le transfert des matériaux érodés des versants venant alimenter et reconstituer régulièrement ces stocks.



**Figure 40 :** (a) Masse de sédiments fins ayant transités à l'amont et à l'aval du tronçon étudié sur le Bès pour quelques crues. Tiré de Douchin (2009). (b) Variations morphologiques et topographiques au niveau du tronçon du Bès à 3 dates. Tiré de Navratil et al. (2012).

### 3.3.3 Les caractéristiques de taille des particules comme facteur de contrôle des temps de transfert des MES?

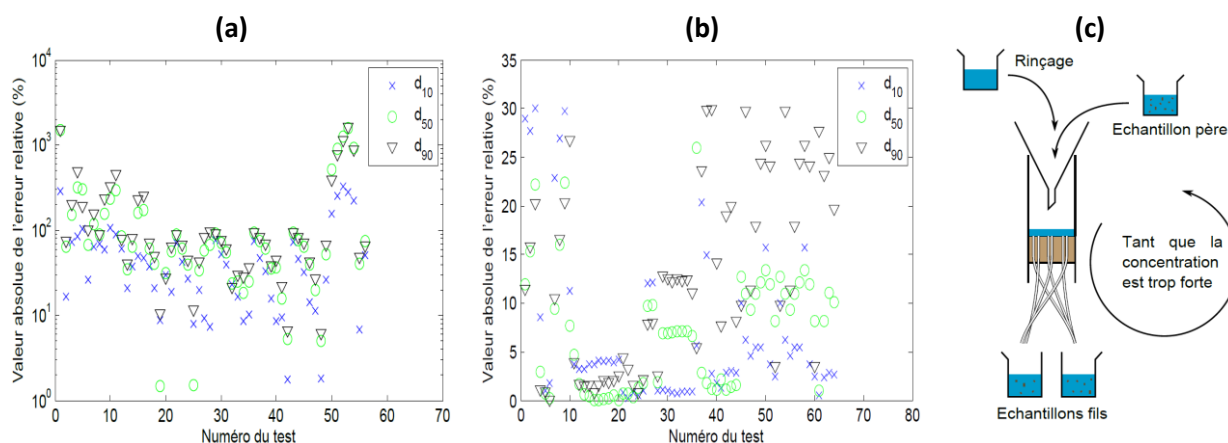
La plupart des équations décrivant le transport de particules mettent en balance le flux de chute des MES et le flux turbulent de l'écoulement qu'il soit sur versant (Hairsine et Rose, 1992a ; Hairsine et Rose, 1992b ; Huang et al., 1999) ou en rivière (Winterwerp, 2001). Ce flux de chute dépend des concentrations et des vitesses de chute des particules. Si les concentrations sont relativement bien caractérisées (certes souvent en un seul point de la section d'une rivière) dans les études menées sur l'érosion et le transport solide, il n'en est pas de même pour les vitesses de chute. Le fait que cette variable joue un rôle central dans toute approche déterministe et que sa variabilité soit méconnue limite considérablement notre compréhension du transport de MES dans les bassins versants. Deux verrous majeurs expliquent cette méconnaissance, l'un d'ordre méthodologique, l'autre cognitif.

#### 3.3.3.1 Verrou méthodologique

<b>D'après les articles :</b>	<i>Grangeon et al. (2012) Journal of Soils and Sediments, Wendling et al. (2015) Journal of Soils and Sediments</i>
<b>D'après les manuscrits d'étudiant(e)s :</b>	<i>Thiabaud (2009), Grangeon (2012), Wendling (2015)</i>
<b>Collaborateurs principaux :</b>	<i>N. Gratiot et M. Esteves (LTHE-équipe RIVER), B. Mercier et C. Coulaud (pole technique LTHE), I. Droppo (Environment Canada)</i>

Même si des techniques de mesures *in situ* (microscopie, laser, holographie) des grandeurs caractérisant les vitesses de chute des particules (taille, forme, densité) ont été développées dans les zones côtières, fluviales et estuariennes (Fennessy et al. 1994, Agrawal and Pottsmith, 2000, Mikkelsen et al., 2005), elles ne sont en général pas transposables aux petits bassins versants. La principale limitation réside dans les gammes de concentrations atteignant fréquemment plusieurs dizaines de gramme par litre durant les crues pour les bassins versants sur lesquels nous travaillons (Navratil et al., 2011). Pour combler cette lacune d'informations sur les vitesses de chute des MES aux exutoires des bassins versants étudiés, nous avons développé deux approches en parallèle.

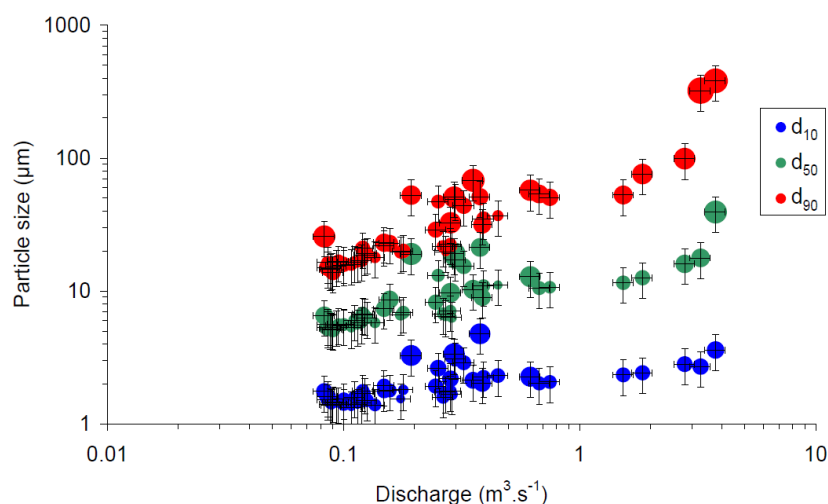
La première a consisté à développer un protocole de mesure des tailles de particules par granulométrie laser en laboratoire sur les échantillons de MES collectés automatiquement en crue. Le fait que ces mesures soient faites a posteriori constitue une limitation que nous connaissions au départ. Phillips et Walling (1995) avaient en effet montré que mesurer en laboratoire la taille des MES prélevées en rivière plutôt qu'*in situ* générerait une modification de la taille mesurée. Cependant la motivation de ce développement de mesures a posteriori était de pouvoir acquérir à très court terme des informations sur les tailles de MES en vue de compléter nos jeux de données d'observations sur les petits bassins versants équipés depuis 2007.



**Figure 41 :** Valeur absolue des différences relatives de tailles agrégées de particules (3 déciles) obtenues (a) selon un protocole de ré-échantillonnage et (b) selon un protocole de division (c). Tiré de Thiabaud (2009) et Grangeon (2012).

Nous avons donc été confrontés à la difficulté soulevée précédemment, à savoir qu'en granulométrie laser, lorsque l'obscurisation devient trop importante (de l'ordre du gramme par litre) une dilution s'avère nécessaire. Ce problème, a priori trivial et absolument absent de la littérature, pose d'énormes problèmes de représentativité dès lors que l'on doit ré-échantillonner pour ensuite diluer. Sur la base d'échantillons prélevés successivement à la pipette dans un échantillon de MES, nous avons ainsi mis en évidence des différences de taille pouvant aller jusqu'à 1600% (Figure 41a). Plutôt que de ré-échantillonner des petites quantités de particules, nous avons développé avec les collègues de l'unité de Science du sol d'Orléans un dispositif permettant de diviser la totalité de l'échantillon de manière successive créant à chaque division des échantillons jumeaux avec une diminution par deux de la masse solide, ces divisions étant répétées jusqu'à l'obtention d'une masse de l'ordre du gramme (Figure 41c). Ce dispositif a permis de réduire les erreurs au maximum à 30% avec une moyenne à 13% que nous avons jugée satisfaisante (Figure 41b).

Nous nous sommes ensuite intéressés à la possibilité d'obtenir plus qu'une taille de particules à l'aide du granulomètre laser. Nous avons donc mis au point un protocole nous permettant de mesurer une granulométrie supposée être proche de la granulométrie agrégée ou effective ( $Ed_{50}$ ) en réalisant cette mesure immédiatement après l'introduction de l'échantillon dans le granulomètre sans sonication et avec une agitation faible. Après cette première mesure la sonication et l'agitation maximum sont activées, une mesure étant effectuée toutes les minutes. La dernière mesure réalisée après 10 minutes est supposée représenter la taille absolue ( $Ad_{50}$ ), c'est-à-dire la taille dispersée des particules. Un indice d'agrégation  $DA = (Ed_{50} - Ad_{50}) / Ed_{50} * 100$  (Slattery et Burt, 1997 ; Philips et Walling, 2005) pouvait donc être calculé pour chaque échantillon de MES.

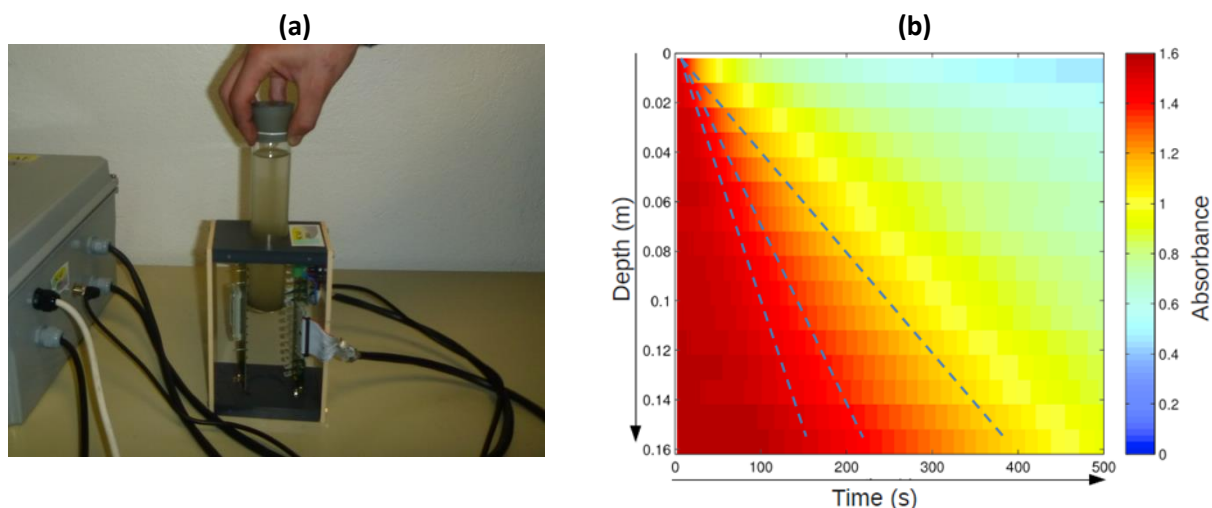


**Figure 42 :** Tailles effectives (agrégées) des MES collectées au cours de 5 crues à l'exutoire du Galabre. Chaque distribution granulométrique est synthétisée par 3 déciles ( $d_{10}$ ,  $d_{50}$ ,  $d_{90}$ ). La taille des points correspond à l'indice d'agrégation DA. Tiré de Grangeon et al. (2012).

Sur la base d'une analyse de 47 échantillons prélevés au cours de 5 crues à l'exutoire du bassin versant du Galabre (observatoire Draix-Bléone), nous avons ainsi observé à la fois une forte variabilité pour certains événements et une relative stabilité intra crue des tailles de particules pour d'autres. Alors que le premier comportement a déjà été observé par Walling et al. (2000) et Williams et al. (2007) dans des rivières de plaine, la mise en évidence du second pose ainsi la question des facteurs de contrôle de ces stabilités ou variabilités intra crues des tailles de particules en fonction des événements. Nous avons cherché des premiers éléments de réponse en analysant les corrélations entre les tailles effectives et différentes variables potentiellement explicatives (Débit, concentration, flux de sédiment, intensité de la pluie,...). Le débit ressort comme la variable la plus explicative. Pour autant la relation taille/débit reste très dispersée (Figure 42) et ne permet pas réellement d'avancer dans la compréhension des processus, le débit à l'exutoire pouvant être un proxy de mécanismes ayant lieu aussi bien sur les versants qu'au sein du réseau hydrographique. En revanche un résultat intéressant a été de constater que toutes les particules en suspension étaient agrégées. Alors que quelques études en rivière de plaine avaient déjà identifié que le transit des MES s'effectuait majoritairement sous forme de particules agrégées (Droppo et Ongley, 1994), seule l'étude de Woodward et al. (2002) mettait en lumière ce constat pour des environnements très énergétiques comme les bassins versants montagneux. On remarquera en particulier que même les prélèvements correspondant aux plus hauts débits (Figure 42) correspondent à des niveaux d'agrégation élevés (DA=65%), suggérant que les débits les plus forts ne s'accompagnent pas forcément d'une mise en suspension de particules sableuses non cohésives mais plutôt de gros agrégats détachés des versants ou de particules cohésives érodées du lit de la rivière.

La seconde approche a consisté à s'engager dans du développement instrumental devant permettre à moyen terme de mesurer in situ et de manière automatisée des vitesses de chute des MES. Pour deux raisons principales, il est préférable de mesurer directement les vitesses de chutes plutôt que de les déduire des tailles des particules via la loi de Stokes. La première est liée aux hypothèses sur les caractéristiques des particules, i.e. supposées sphériques avec une masse volumique indépendante de la taille, qui sont difficilement vérifiées pour des particules composites comme les



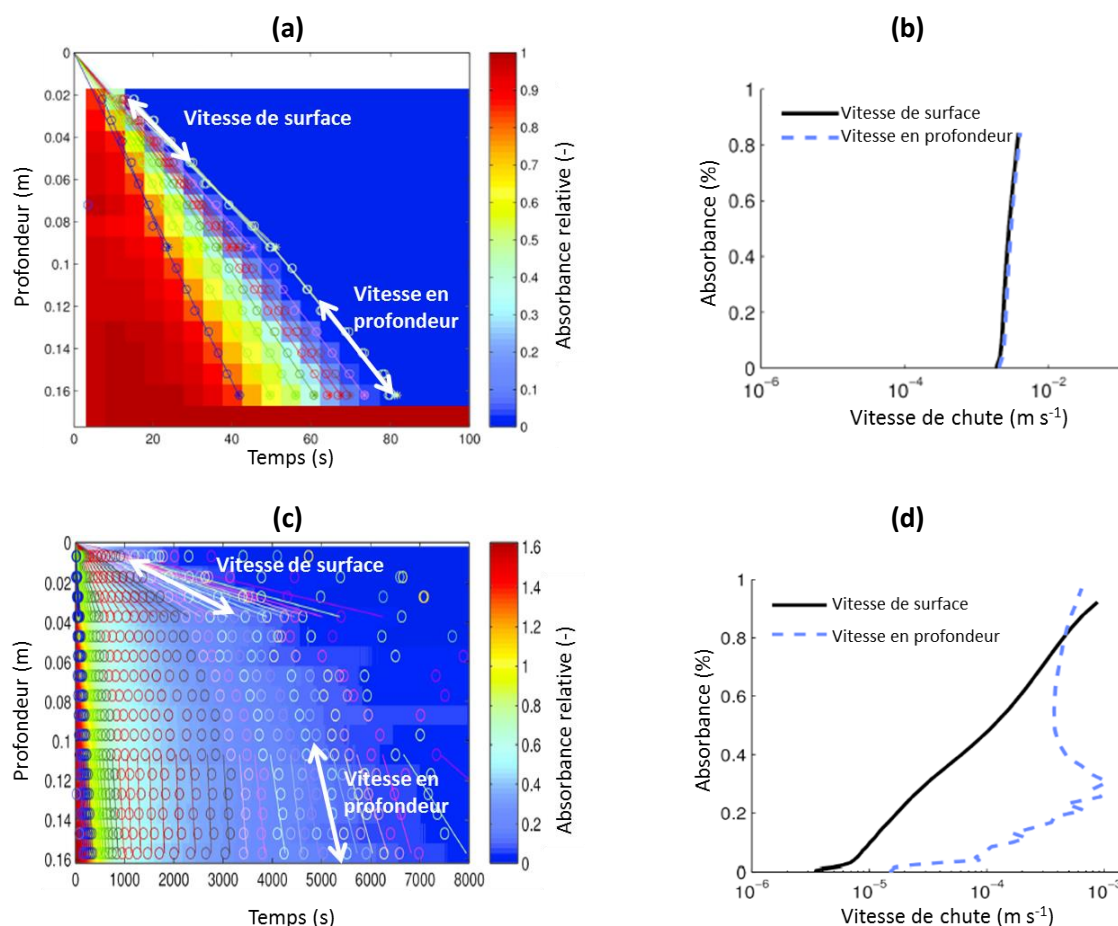


**Figure 43 :** (a) Prototype à un flacon du Système de Caractérisation des Agrégats et des Floccs. (b) Exemple de matrice de données d'absorbance temps-profondeur pour un matériau non cohésif. Tiré de Wendling et al. (2013).

agrégats et les floccs (Droppo et al. 2001). S'il est vrai que certaines formulations décrivant ces particularités peuvent être introduites dans la loi de Stokes (Lau et Krishnappan, 1997), la seconde raison pose plus de problèmes. Il s'agit du rôle de la concentration sur la chute des particules. Au-delà de quelques grammes par litre, qui constitue la règle plutôt que l'exception dans les bassins versants étudiés, le régime de chute libre des particules pour lequel la loi de Stokes est valide évolue vers un régime de chute dit entravé où les particules forment un amas limitant la propagation de la turbulence dans la colonne d'eau (Kynch, 1952 ; Dankers et Winterwerp, 2007). La vitesse de chute est alors déduite du front de sédimentation. Additionnées au fait qu'il est préférable de mesurer les caractéristiques de chute des particules rapidement après leur prélèvement, ces deux raisons ont donc motivé le développement d'un instrument capable de mesurer immédiatement après prélèvement les vitesses de chute des particules dans une large gamme de concentrations. Le Système de Caractérisation des Agrégats et des Floccs (SCAF) repose sur le couplage d'un échantillonneur automatique (type ISCO ou SIGMA) à des mesures de turbidité par méthode optique (transmission en proche infrarouge) dans chaque flacon de prélèvement. Il s'agit donc d'un dispositif de mesure pseudo in situ puisque l'essai de sédimentation est réalisé après pompage au sein d'un tube en verre de dimensions équivalentes à celles des flacons utilisés classiquement dans les échantillonneurs (Figure 43a). A noter que les prototypes disponibles actuellement (visibles sur la figure 43a) ne sont pas encore intégrés à un échantillonneur automatique et nécessitent donc la présence d'un opérateur. Chaque flacon est équipé d'une carte électronique de 16 diodes émettrices (proche infrarouge) espacées d'un centimètre et d'une carte de 16 diodes réceptrices. Le signal à interpréter s'échelonne de 0 V (absorbance maximum) à 3 V (absorbance nulle). Initié en 2010 au sein du pôle électronique du LTHE, ce développement s'est rapidement orienté vers un mode de mesure en transmission, le mode en rétrodiffusion n'ayant pas donné de résultats satisfaisants. Il a fait l'objet d'un dépôt de brevet à l'automne 2014 (Brevet n° FR 052646). Sur la base des travaux de Piro et al. (2011), un algorithme de traitement des matrices de données d'absorbance temps-profondeur a été proposé (Wendling et al., 2015). Les distributions de vitesses de chute sont ainsi déduites des pentes des lignes d'iso-absorbances, chaque ligne d'iso absorbance délimitant un domaine d'iso-concentration (Figure 43b). Les iso-concentrations diminuent progressivement en se décalant vers la droite du fait de la disparition successive des particules chutant les plus vite. Pour



des matériaux non cohésifs les lignes d'iso-absorbance sont des droites (Figure 44a), le calcul des pentes à la surface du tube de sédimentation ainsi qu'à la base donne des distributions de vitesses de chute similaires (Figure 44b). En revanche, pour des matériaux cohésifs, la floculation ayant lieu au cours de la sédimentation se traduit par une augmentation de la taille des particules et donc de leurs vitesses de chute formant alors des lignes d'iso absorbance concaves (Figure 44c). Les distributions de vitesses de chute en surface et en profondeur peuvent alors être très différentes (Figure 44d).



**Figure 44 :** Exemples de matrices d'absorbances temps-profondeur et des distributions de vitesses de chute calculées à partir des pentes des lignes d'iso absorbances à la surface de la colonne de sédimentation ainsi qu'à la base pour un matériau (a,b) non cohésif et (c,d) cohésif. Tiré de Wendling et al. (2015).

Les mesures réalisées par le SCAF sont en cours de validation sur des matériaux non cohésifs et cohésifs en comparant des mesures réalisées par 4 autres méthodes (granulométrie laser, video, pipette d'Andreasen et balance de Martin) et ce pour 7 matériaux différents allant de billes de verre à des agrégats de sol ou des vases de barrages. S'il est relativement facile de réaliser ce type de comparaison pour des matériaux non cohésifs, cet exercice s'avère plus délicat pour des matériaux cohésifs puisque chaque méthode présente des limitations en particulier vis-à-vis de la concentration et de ses effets sur la chute des particules (i.e dilution nécessaires par exemple pour la vidéo ou le granulomètre laser). Ainsi nous avons pu constater que, pour des matériaux non cohésifs, les distributions de vitesses de chute déduites du SCAF étaient comparables à celles mesurées par les autres méthodes. Cette cohérence semble également bonne pour les matériaux cohésifs, même si nous ne disposons que d'éléments qualitatifs de validation. On citera en particulier les comparaisons des indices caractérisant la propension du matériau à floculer. Ces indices sont calculés comme la

différence entre la vitesse de surface et celle en profondeur divisée par la vitesse en surface. Ces indices sont systématiquement proches de 0 pour des matériaux non cohésifs et peuvent atteindre 50 ou 60 pour des matériaux très réactifs, ceci témoigne de la cohérence des mesures sans pouvoir réellement les valider puisqu'aucune autre méthode ne permet de les estimer. En complément de ce travail de validation en laboratoire nous avons réalisé des mesures in-situ lors d'une chasse hydraulique de barrage opérée sur la rivière Arc par EDF. Là encore les mesures SCAF donnent des vitesses de chute similaires à celles obtenues par pipettes d'Andreasen (i.e. prélèvements manuels puis mesures des concentrations d'échantillons prélevés à intervalles réguliers à une même profondeur dans un tube de sédimentation). Alors que pour l'instant, l'appareil ne permet pas de travailler pour des concentrations trop faibles ( $\sim 1 \text{ g l}^{-1}$ ), les concentrations maximums atteintes ( $45 \text{ g l}^{-1}$ ) lors de la chasse hydraulique ne semblent pas mettre en évidence de limite haute de concentration au bon fonctionnement de l'appareil.

### 3.3.3.2 Verrou cognitif

<b>D'après les articles :</b>	<i>Grangeon et al. (2014) Hydrological Processes, Wendling et al. (submitted) Catena</i>
<b>D'après les manuscrits d'étudiant(e)s :</b>	<i>Grangeon (2012), Wendling (2015)</i>
<b>Collaborateurs principaux :</b>	<i>N. Gratiot (LTHE-équipe RIVER), H. Michalet (LEGI Grenoble), I. Droppo (Environment Canada)</i>

A l'issue des mesures de tailles effectives des particules réalisées au cours de quelques crues à l'exutoire du Galabre (Figure 42), nous avons fait émerger deux questions connectées. La première interroge sur les processus pouvant expliquer à la fois une forte variabilité intra crue des tailles de particules pour certains événements et une relative stabilité pour d'autres alors que les caractéristiques granulométriques des sols à l'échelle d'un bassin versant sont très variables. La seconde vise à répondre à la première et questionne sur les rôles respectifs de la fonction de production et de la fonction de transfert, autrement dit sur le rôle joué par les caractéristiques des différents types de sols érodés (i.e. hypothèse de conservation des propriétés initiales des matériaux) et par l'écoulement sur les caractéristiques de tailles des MES (i.e. hypothèse de non conservation). Ces questionnements ont émergé de la comparaison des conceptualisations issues de deux communautés.

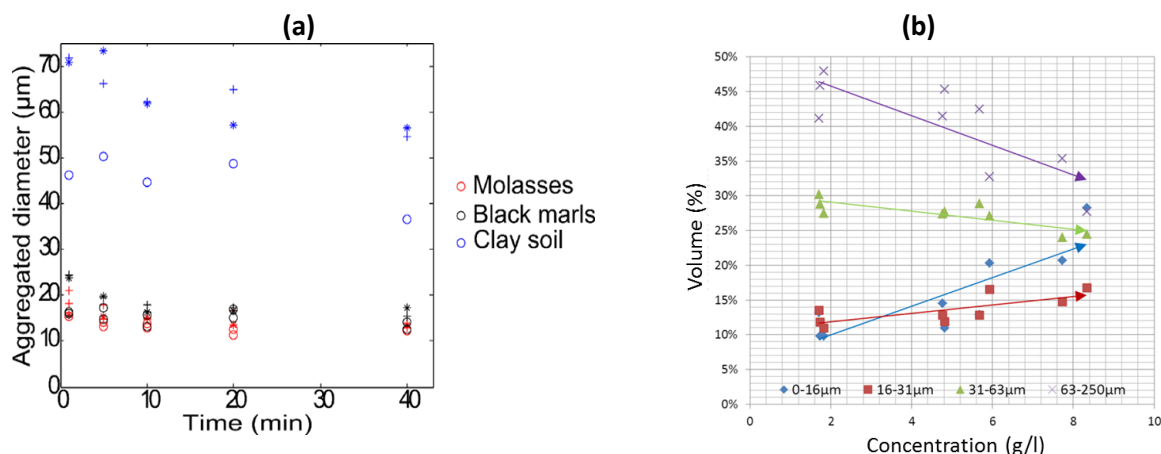
En modélisation de l'érosion hydrique des sols, la taille des particules et la cohésion (ou stabilité structurale) des matériaux déterminent leur capacité à être détachés et mis en mouvement (Bryan, 1969 ; Amezketa, 1999 ; Legout et al., 2005 a et b ; Heng et al., 2011). En revanche, une fois que les particules sont érodées, leurs propriétés (taille ou vitesse de chute déduite de la taille) sont généralement considérées figées durant l'ensemble des processus de transport sur les versants et dans le réseau hydrographique pour les modèles d'érosion fonctionnant à l'échelle de bassin versant.



**Figure 45 :** (a) Cuve munie d'une grille oscillante au Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels (Grenoble). (b) Canal annulaire à Environnement Canada (Burlington).

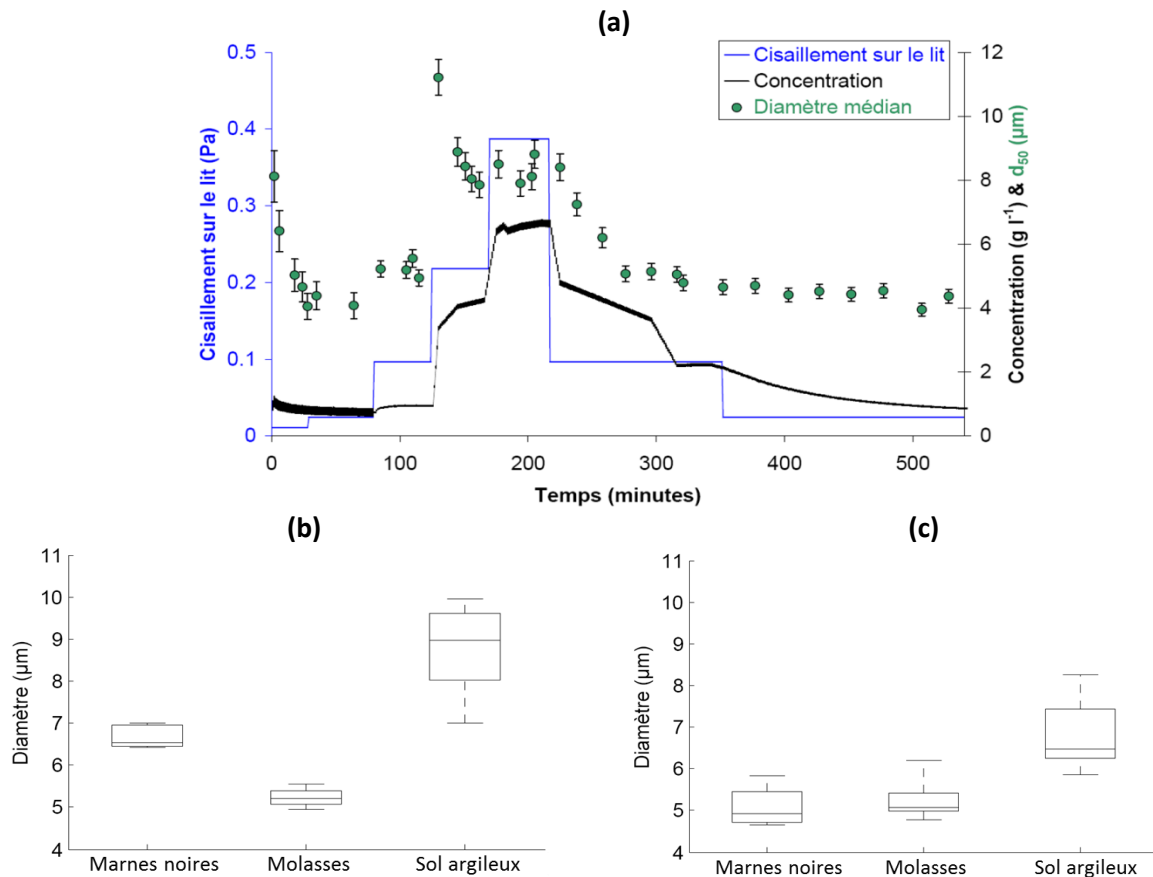
Au sein de la communauté travaillant sur les floccs en domaine côtier ou sur des rivières de grands bassins versants il est en revanche admis de longue date que les floccs évoluent en fonction des propriétés biochimiques du milieu et/ou de l'hydrodynamique, notamment en termes de concentration en MES et de niveau de turbulence (Gratiot and Manning, 2004 ; Gratiot et al., 2005 ; Verney et al., 2009). Cette conceptualisation suggère que les variations des caractéristiques de taille des floccs sont essentiellement contrôlées par des processus en rivière. On trouve ainsi des modèles conceptuels comme celui proposé par Droppo (2004) où les événements de crue sont réduits à une augmentation de la contrainte de cisaillement au niveau du lit sans considération des apports des versants potentiellement très différents au cours du temps en terme de caractéristiques de taille, de forme ou de densités.

Les conceptualisations très contrastées de ces deux communautés nous ont donc amené à réaliser des expériences en conditions contrôlées de laboratoire. Deux séries d'expérience ont donc été réalisées, l'une au Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels (LEGI) à Grenoble dans une cuve de 50 cm de côté munie d'une grille oscillant à 4 Hz (Figure 45a), l'autre à Environnement Canada à Burlington dans un canal annulaire de 2 m de diamètre (Figure 45b). Dans chaque série d'expérience, trois sols ont été testés. Deux sols ont été prélevés dans des badlands marneux et molassiques au sein du bassin versant du Galabre. Le troisième sol a été prélevé au Pradel sur le versant équipé de dispositifs de mesure du ruissellement et de l'érosion. Il s'agit d'un sol argileux beaucoup plus développé que les deux premiers. Chaque sol a été séché à l'air et tamisé à 1 mm avant son introduction dans la cuve ou le canal, l'objectif étant de se rapprocher de conditions d'évènements de pluie ruisselants érosifs survenant sur des sols secs.



**Figure 46 :** Résultats des expériences réalisées dans la cuve à grille oscillante montrant (a) l'évolution des diamètres médians effectifs mesurés par granulométrie laser au cours du temps pour les 3 sols à 3 concentrations différentes (Tiré de Wendling et al., submitted) et (b) la répartition des particules dans différentes classes de tailles effectives mesurées par granulométrie laser en fonction de la concentration pour le sol argileux.

Les expériences de turbulence de grille ont permis de tester le comportement des 3 sols pour trois niveaux de concentration en MES (1.5, 5 et 10 g l<sup>-1</sup>). Plusieurs points communs aux trois sols méritent d'être soulignés. Les caractéristiques de tailles des particules diminuent légèrement au cours du temps (-30% au maximum) se stabilisant après moins d'une dizaine de minutes d'agitation (Figure 46a). Ces particules sont cependant des agrégats comme en témoignent les indices d'agrégation (de 25 à 90%) calculés à partir du protocole de mesure développé par Grangeon et al. (2012). Il semble également que l'augmentation de la concentration s'accompagne d'une augmentation de la proportion des particules les plus fines. Cette tendance assez significative pour le sol argileux (Figure 46b) mais moins prononcée pour les deux autres matériaux, laisse supposer que des processus d'abrasion peuvent exister lorsque les concentrations en particules augmentent. Ce résultat est intéressant puisque les mesures réalisées en contexte estuarien révèlent des comportements opposés, à savoir des tendances à la floculation avec l'augmentation des concentrations. Enfin de grosses différences apparaissent dans les tailles agrégées des MES après stabilisation (Figure 46a) entre d'un côté les deux matériaux issus de badlands ( $d_{50}=15\mu\text{m}$ ) et de l'autre le sol argilo limoneux ( $d_{50}=60\mu\text{m}$ ).



**Figure 47 :** Résultats des expériences réalisées dans le canal annulaire rotatif montrant (a) l'évolution des concentrations et des diamètres médians effectifs mesurés par granulométrie laser pour différents cisaillement et pour le sol prélevé sur molasses. La dispersion des diamètres médians effectifs des particules mesurés au palier à 0,1 Pa est présentée pour les phases (b) de montée de crue et (c) de descente de crue. Tiré de Grangeon et al. (2014).

Les crues schématisées reproduites en canal annulaire ont permis de tester le comportement des 3 mêmes sols pour 4 paliers de cisaillement de 0.01 à 0.39 Pa (Figure 47a). Pour chaque sol, les diamètres médians effectifs des MES présentent des corrélations positives avec le cisaillement. Comme pour le jeu d'expériences de grille, le type de matériau semble influencer dans une large mesure les tailles de particules en suspension. Au palier de cisaillement le plus fort, les diamètres médians sont jusqu'à trois fois plus importants pour le sol argilo limoneux ( $d_{50}=28\mu\text{m}$ ) que pour les deux autres matériaux ( $d_{50}=10\mu\text{m}$ ). En revanche il semble que ces différences de caractéristiques morphométriques entre les deux groupes de matériaux s'estompent après un certain temps passé dans l'écoulement. Pour un même palier de cisaillement (0.1 Pa par exemple), nous observons des différences de 80 % entre les diamètres médians des deux groupes de matériaux durant la phase de montée de crue (Figure 47b). En fin d'expérimentations durant la phase de descente de crue, ces différences se réduisent à 30% (Figure 47c). Les indices d'agrégation calculés révèlent par ailleurs que les particules sont sujettes à la désagrégation essentiellement en phase de montée de crue et, dans une moindre mesure, à la floculation lors de la descente de crue. En revanche les caractéristiques physiques de ces agrégats (taille, densité, vitesse de chute) restent très différentes de celles des floes estuariens ou de grandes rivières.

En conclusion de ces deux jeux d'expérimentations nous retenons en premier lieu que les caractéristiques de MES récemment érodées ne sont pas complètement contrôlées par l'hydrodynamique dans l'écoulement, les caractéristiques de tailles de ces particules restant très dépendantes du type de sol. Ce résultat est important dans la mesure où la diversité des matériaux sources n'est que peu prise en compte dans les modèles conceptuels d'évolution des tailles de floccs issus de la communauté estuarienne et/ou de grandes rivières de plaine. Cela justifie également la nécessité de connaître l'origine des matériaux en transit aux exutoires et donne ainsi de l'intérêt aux efforts de traçage déployés en ce sens. Nous retenons également que l'hypothèse de conservation totale des propriétés de taille des particules au cours de leur transfert n'est probablement pas valide. Le caractère dynamique des particules (désagrégation et/ou floculation) vient donc questionner la prise en compte de particules de tailles figées dans les modèles issus de la communauté travaillant sur l'érosion des bassins versants. Cela sera approfondi dans le second axe de mes perspectives de recherche.

## 4 Perspectives de recherche : modélisation des transferts hydrosédimentaires dans les bassins versants

Faisant office de conclusion, ce quatrième chapitre reprend des résultats majeurs des différentes activités de recherche décrites précédemment pour les mettre en perspective. Comme certains travaux ont été réalisés il y a maintenant une dizaine d'années, ces résultats sont replacés dans le contexte de l'état de l'art actuel et des pistes de travail sont proposées. Trois axes de travail sont envisagés, correspondant chacun à des questions spécifiques. L'ordre dans lequel ces trois axes sont présentés ci-après est à l'image du schéma d'organisation du manuscrit (Figure 1) mais ne correspond pas forcément à un déroulement chronologique de ces actions. Même si nous essaierons d'avancer en parallèle sur ces trois questions, la priorité est pour l'instant donnée à la troisième.

### 4.1 Quelles informations intégrer dans la fonction de production par la pluie?

Nous avons vu en section 3.1. que, de manière générale en modélisation hydrosédimentaire, la fonction de production par la pluie est décrite de manière assez simpliste, probablement du fait de la complexité des interactions entre variabilité des propriétés de sol et variabilité des caractéristiques du forçage météorologique. Dans un article de synthèse sur la modélisation de l'érosion diffuse, Gumiere et al. (2009) mettent en évidence que la sensibilité des modèles au détachement par la pluie pourrait être bien supérieure à ce qui est annoncé dans la littérature. De nombreuses études évoquent en effet des sensibilités plutôt fortes aux variables hydrauliques ou à celles décrivant l'érosion par le ruissellement (Nearing et al., 1990 ; Veihe and Quinton, 2000 ; Nord and Esteves, 2005). On peut cependant se demander si ces conclusions ne sont pas biaisées par les conditions expérimentales (fortes pentes et intensités de pluie) propices au développement et à l'efficacité du ruissellement (Gumiere et al., 2009). On peut également s'interroger sur l'impact d'une paramétrisation du détachement par la pluie trop simple, par comparaison avec celles d'autres processus, sur les résultats des analyses de sensibilité.

Des conclusions tirées des expériences de simulation de pluie sur le détachement nous retenons deux points majeurs. Le premier concerne les dynamiques temporelles très marquées de désagrégation et donc de mise à disposition des particules de différentes tailles pour le ruissellement. Même si dans les modèles mécanistes les plus raffinés comme le MMF model (Morgan and Duzant, 2008), il est possible de définir une détachabilité différente en fonction des classes de tailles de particules  $i$ , se traduisant par une déclinaison de plusieurs coefficients de détachabilité  $\alpha_i$  et d'un partitionnement du détachement en fonction de la texture du sol, cette paramétrisation est figée et ne permet pas de rendre compte de la dynamique temporelle de la désagrégation observée (Cooper et al., 2012). Rappelons que nous avons observé ces dynamiques temporelles à plusieurs reprises lors d'expérience de simulation de pluie, quelles que soient les sols, les intensités et énergies apportées (Legout et al., 2005 a et b ; Grangeon et al., In prep.). Ces dynamiques ont également été observées par Rienzi et al. (2013) et Ma et al. (2014) pour d'autres sols et énergies de pluie. Nous avons également initié une démarche de modélisation en testant l'aptitude des tests de stabilités



structurale à prédire l'évolution des quantités détachées par classe de taille de particules. Un des objectifs à moyen terme serait donc d'inclure ce type de paramétrisation dynamique du détachement dans un modèle d'érosion et d'analyser sa pertinence sur la base des observations de terrain réalisées depuis 2010 sur le versant du Pradel. Alors que les tests de stabilité structurale fournissent une information granulométrique de l'érodibilité (distributions granulométriques ou MWD), ils n'ont pas été à notre connaissance utilisés dans les modèles d'érosion pour fournir ce type d'information. A titre d'exemple, dans le modèle MHYDAS-Erosion, Gumiere et al. (2011), inspirés des travaux de Zhang and Horn (2001) et de Yan et al. (2008), utilisent les MWD des tests de stabilités structurales pour prédire empiriquement des masses totales détachées mais pas des tailles de particules détachées. Se lancer dans une telle démarche amène nécessairement à poser la question, récurrente en érosion, de l'intérêt d'utiliser des modèles multiclassés (Fiener et al., 2008) par rapport à des modèles monoclassés (de tailles de particules). Sans présager de la réponse à cette question pour des considérations prédictives, il nous semble cependant indispensable de nous engager dans une telle démarche dans un but cognitif afin de tester la pertinence de paramétrisations décrivant la dynamique de la sélectivité granulométrique lors du détachement.

Le second point fait référence à l'augmentation des proportions de particules fines mises à disposition du ruissellement lorsque le flux d'énergie cinétique (KE) augmente. A la question posée par Smith et al. (2010) sur la possibilité que l'énergie de pluie soit capable de détacher sélectivement des particules de tailles différentes, notre réponse, bien que non généralisable à tous sols et forçages, semble être que oui. Rappelons que ces tendances ont été obtenues pour des simulations de pluie ayant des intensités égales mais des KE différents. Ces résultats mettent donc en évidence le rôle du forçage dans la sélectivité granulométrique des particules détachées, également souligné par Shi et al. (2012). Ils laissent également supposer que le flux d'énergie cinétique décrit mieux cette sélectivité granulométrique que l'intensité de pluie. En revanche on peut s'interroger sur le fait que KE soit le bon descripteur des taux de détachement par type de particules. Il n'y a en effet pas d'unanimité sur la manière dont les distributions de tailles et vitesses de gouttes de pluie affectent le détachement (Salles et al., 2000 ; Gabet and Dunne, 2003 ; Furbish et al., 2007 ; Goebes et al., 2014). Sur la base d'observations sur une année Govers (1991) montre par exemple que le produit de KE par la circonférence des gouttes est un meilleur prédicteur du détachement que KE seul. Abd Elbasit et al. (2010) concluent que les deux variables quantité de mouvement et énergie cinétique sont toutes les deux à même de prédire correctement les taux de détachement alors que Salles et al. (2000) obtiennent les meilleures corrélations en utilisant le produit de la quantité de mouvement par la taille des gouttes. Goebes et al. (2014) suggèrent quant à eux que la quantité de mouvement divisée par la taille des gouttes est un meilleur descripteur du détachement permettant de s'affranchir des effets liés au substrat. Rappelons également que l'ensemble de ces études ont été réalisées dans l'objectif de définir les meilleurs descripteurs des masses totales détachées sans distinction granulométrique. Il n'est donc pas certain que ces mêmes conclusions s'appliquent pour la prédiction de proportions de différentes classes de taille de particules.

A moyen terme l'objectif de ce premier axe de travail serait donc de proposer une paramétrisation du détachement par tailles de particules combinant les équations des parties 3.1.1. et 3.2.2.2. afin de tenir compte i) de la dynamique temporelle de désagrégation et ii) intégrant des variables pertinentes à la fois pour décrire le sol et le forçage. Si pour décrire le sol, le choix des tests de stabilité structurale semble être assez prometteur, une variable ou une combinaison de variables

décrivant au mieux le forçage devront être définies. Ce premier axe de travail se déclinera de trois manières.

- Le jeu de données existant sur la dynamique temporelle des distributions de particules détachées en lien avec les tests de stabilité structurale sera complété dans le cadre d'une collaboration initiée début 2015 avec Pu Shi, doctorant à l'ETH Zurich au sein du département des sciences environnementales. Lors de simulations de pluie qu'ils réaliseront au champ sur différents sols et à différentes intensités (énergies mesurées), des prélèvements de surface seront réalisés au cours du temps afin de mesurer les distributions en taille de particules produites. Pour chacun de ces sols, les tests de stabilité structurale seront réalisés au préalable avec la même méthode (Le Bissonnais, 1996) que celle utilisée pour constituer le jeu de données initial présenté en section 3.1.1. Nous envisageons également de prendre contact avec les collègues de l'université de Wuhan en Chine ayant publié des résultats (Ma et al. 2014) selon une approche similaire à celle présentée dans Legout et al. (2005a). L'augmentation du nombre d'expérimentations devrait permettre de couvrir une plus large gamme de types de sol et de forçage et ainsi d'envisager une meilleure robustesse des formulations proposées.
- L'analyse préliminaire réalisée par Coutaz (2015) pour évaluer si les relations entre caractéristiques de la pluie et taille des particules étaient toujours perceptibles en conditions naturelles à l'exutoire du versant du Pradel sera prolongée. Ce jeu de données restreint (4 événements) s'est maintenant étoffé à une petite dizaine d'événements bien documentés. Si le fait de disposer d'informations granulométriques à la fois pour les gouttes de pluie et les MES est une originalité que nous avons déjà mentionné, le fait de disposer de mesures « directes » des caractéristiques de gouttes de pluie en conditions naturelles est une plus-value et une originalité importante à souligner. En effet bon nombre des études citées précédemment sont basées sur des simulations de pluie à tailles de gouttes uniques, ou bien dans des conditions le plus souvent stationnaires d'intensité et d'énergie, ou encore sur des estimations de variables comme KE à partir des intensités de pluie mesurées. Les mesures par disdromètre optique, certes présentant des limitations, permettent de déduire un grand nombre de caractéristiques de la pluie et tenir compte ainsi des variations temporelles importantes de variables comme KE, particulièrement lors de phases convectives (Chapon, 2006). Nous continuerons donc à travailler en collaboration avec les collègues de l'équipe HMCI (Brice Boudevillain et Guy Delrieu), spécialistes de ces moyens de mesures ponctuels et de leur couplage avec des données plus spatialisées déduites des radars météorologiques. Par une analyse statistique des corrélations entre différentes variables explicatives ( $X_i$  caractéristiques de la pluie) et à expliquer ( $Y_i$  caractéristiques des MES), nous chercherons à identifier quelles variables  $Y_i$  et  $X_i$  doivent être considérées dans une démarche de modélisation du détachement.
- Afin d'évaluer la sensibilité des caractéristiques de flux de MES en pied de versant aux nouvelles paramétrisations du détachement qui seront proposées (en comparaison des paramétrisations utilisées classiquement), une analyse numérique à l'aide du modèle Turbillon présenté en section 2.3.1. sera réalisée. Là encore il s'agira de prolonger le travail de modélisation initié par Grangeon (2012), en collaboration avec Guillaume Nord de

l'équipe RIVER et Luis Cea de l'université de la Corogne. Un premier objectif présenté dans la section 3.2.2.2. était de vérifier par modélisation si une description plus précise du détachement par tailles de particules en fonction du KE de la pluie (potentiellement variable dans le temps et variant indépendamment de l'intensité) était une signature toujours visible à l'exutoire d'un versant alors que le ruissellement peut lui aussi générer du transport (et éventuellement du détachement) sélectif. Cet objectif n'a été que partiellement traité puisque seuls des scénarii de variations temporelles de l'intensité à niveau d'énergie constant, ont été testés. Il conviendra donc de tester également différentes simulations avec KE variant au cours pluie. Un second objectif de ce travail numérique serait d'évaluer l'intérêt de simulations réalisées avec un modèle multiclasse par rapport à un modèle ne traitant qu'une seule classe de taille de particules. Ce travail de modélisation sera d'abord réalisé de manière théorique en travaillant avec les caractéristiques du versant du Pradel (taille, pente, rugosité) sur lequel on appliquera des scénarii de forçage. Les variables de sortie numérique seront comparées entre elles. Ensuite nous pourrons modéliser les événements naturels enregistrés afin de confronter les variables de sortie numériques aux observations.

#### **4.2 Faut-il prendre en compte les dynamiques de désagrégation/floculation des particules au cours de leur transit ?**

Très peu d'études se sont intéressées à la non conservation des caractéristiques de taille des particules au cours de leur transport alors que c'est un processus pouvant affecter directement leurs temps de transfert. Les expérimentations que nous avons conduites en laboratoire montrent que les agrégats de sol ne peuvent certes pas être considérés comme aussi réactifs que des floes en milieux estuariens mais qu'ils présentent néanmoins une dépendance significative aux conditions hydrodynamiques environnantes, à savoir à la turbulence ou au cisaillement et dans une moindre mesure à la concentration en suspension. Excepté pour les expériences en canal annulaire où une tendance à la floculation a été observée en phase de décrue, les agrégats de sol semblent plutôt présenter des cinétiques de désagrégation une fois détachés et transportés par l'écoulement. A notre connaissance, seuls les travaux récents de Wang et al. (2013) et Wang et al. (2014) font état de conclusions similaires. Du fait de changement de taille et de forme des agrégats de 5-7 mm injectés en amont d'un canal, ces deux études mettent en évidence une abrasion accrue avec les distances de transport (de 9 à 72m) ainsi qu'avec le coefficient de frottement de Darcy Weisbach. Bien que les conclusions soient similaires, nos expériences et celles de Wang présentent un certain nombre de limitations. Wang et al. (2013) et Wang et al. (2014) ont réalisé des expériences en conditions stationnaires d'écoulement, pour des agrégats d'une gamme de taille très restreinte et presque trop importante (5-7mm) et ce pour une seule famille de sols non carbonatés (Ultisols). Nos expériences sont complémentaires sur certains aspects puisqu'elles ont été réalisées pour des sols carbonatés contrastés et pour une gamme de taille d'agrégats initiaux à la fois plus hétérogène et plus fine (<1 mm). Elles n'ont cependant été réalisées à chaque fois que pour un seul type de sol, sans aborder les effets potentiels de mélanges entre types de sols et pour des gammes de turbulence variant par paliers (semi stationnaire) certes bien caractérisées en laboratoire mais dont il est difficile d'évaluer la représentativité, du fait des difficultés à mesurer des gradients de vitesse turbulente (G) in situ. Les tentatives d'estimation de G réalisées par Lafarge (2012) à partir de mesures en étiage dans la rivière

du Bès (Observatoire Draix-Bléone) à l'aide d'ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) laissent penser que les gammes rencontrées en milieu naturel peuvent être supérieures de plus d'un ordre de grandeur au  $G$  appliqué dans les expériences de grille que nous avons réalisées ( $G \approx 10 \text{ s}^{-1}$ ). On peut également s'interroger sur l'efficacité des mécanismes modifiant les caractéristiques de tailles des particules sur le terrain en fonction de l'endroit où celles-ci se situent dans le continuum hydrologique (i.e. ruissellement diffus de versant ou écoulement dans le réseau hydrographique). Du fait des lames d'eau appliquées, les expériences de Wang semblent plutôt représentatives de processus pouvant avoir lieu dans le cas de ruissellement diffus ( $h_{\text{eau max.}} \approx 1,1 \text{ cm}$ ) alors que nos expériences ont plutôt été calibrées pour des écoulements bien développés en ravines ou dans le réseau hydrographique principal. Du fait d'une diminution importante du taux d'abrasion avec la hauteur d'eau, Wang et al. (2013) soulignent que l'abrasion semble contrôlée par les probabilités de choc avec le lit alors qu'il s'agirait plutôt d'un contrôle par les probabilités de collision entre particules dans nos expériences. L'ensemble de ces résultats (de laboratoire) nous amène donc à nous interroger sur l'hypothèse de conservation des tailles de particules une fois détachées dans les modèles d'érosion à base physique. Si ces mécanismes d'affinement des particules au cours de leur transport s'avéraient significatifs dans des petits bassins versants en conditions naturelles, les distances de transfert pourraient alors être augmentées et les temps de résidence d'une fraction (plus) importante de la charge solide raccourcis. Du fait des fortes affinités des contaminants et nutriments pour les fines particules, ces mécanismes, non considérés jusqu'à présent, pourraient également avoir des conséquences importantes en termes de temps de transit et de redistribution des éléments adsorbés sur les particules.

Dans ce second axe de travail, nous tirerons donc profit des efforts déployés ces dernières années avec Nicolas Gratiot de l'équipe RIVER dans le développement instrumental du SCAF par des applications sur le terrain lors de crues. Outre l'intérêt d'éprouver la robustesse de l'appareil en conditions de terrain, l'objectif sera d'évaluer dans quelle mesure les conclusions des expériences en conditions contrôlées sont représentatives des comportements in situ. Les questions auxquelles nous tenterons de répondre se déclinent comme suit i) les mécanismes de désagrégation mis en évidence en laboratoire affectent-ils significativement les propriétés de chute des MES lors de crues naturelles, ii) les signatures de différents sols érodés, très marquées lors des expériences « monosol » en laboratoire, continuent-elles à être perceptibles à l'aval, et enfin iii) existe-t-il des échelles spatiales ou temporelles types à partir desquelles on bascule d'un comportement désagrégeant à floculant ? Ce second axe de travail sera donc abordé de trois manières.

- Pour répondre à la première question, le choix du site est contraint par un linéaire de cours d'eau suffisamment long (6-7 km) et drainant un bassin ne présentant pas trop d'hétérogénéités dans les sols qui le composent. Parmi les différents bassins versants sur lesquels nous travaillons, le bassin versant du Bouinenc (Observatoire Draix-Bléone), d'une vingtaine de  $\text{km}^2$  présentant des sols développés sur marne, semble être le bon candidat pour effectuer des premières mesures à l'aide de prototypes SCAF au cours d'une crue, dans le prolongement direct des expérimentations de Grangeon et al. (2014). Ce site marneux a récemment fait l'objet de travaux sur l'affinement progressif des plaquettes de marne au cours de leur transport par charriage (Le Bouteiller et al., 2011). Nous continuerons donc à travailler en collaboration avec Caroline Le Bouteiller, Frédéric Liébault et Alain Recking d'IRSTEA Grenoble autour de cette question. Les mesures que nous réaliserons permettront d'évaluer si cet affinement mis en évidence pour des matériaux grossiers ( $>8 \text{ mm}$ ) se

confirme pour les particules transportées en suspension. Nous testerons également la pertinence de lois simples telles que celle de Sternberg (1875) exprimant la décroissance exponentielle de la proportion de matériaux grossiers avec la distance. Trois exemplaires du SCAF répartis sur le linéaire (un à l'amont proche des ravines de tête, un autre après quelques kilomètres et le dernier à l'aval) seront donc utilisés pour aborder la question de l'évolution des propriétés de chute des particules d'un sol homogène en fonction du temps de parcours dans un écoulement, cette fois ci en conditions naturelles sur le continuum hydrologique.

- La seconde question pourra être abordée sur différents sites présentant des hétérogénéités de matériaux sources plus importants. Des contacts récemment pris avec les collègues de l'IRD (Oliver Ribolzi et Christian Valentin), responsables de l'observatoire MSEC (Management of Soil Erosion Consortium), nous amènent à réaliser une mission de terrain en juillet 2015, une fois la mousson bien installée, sur les bassins versants instrumentés de Houay Pano au nord du Laos. Quatre bassins versants emboîtés d'une superficie de 60ha font l'objet d'un suivi des flux hydrosédimentaires depuis 2001. La question sociétale majeure animant ce suivi est l'évaluation de l'impact du changement d'usage des sols sur l'érosion. Sur ces bassins versants très pentus (48% en moyenne) constitués d'alfisols, d'ultisols et d'entisols, nous chercherons à évaluer dans un premier temps si des dynamiques temporelles intra-crués des propriétés de chute des MES sont perceptibles aux exutoires. Des premières mesures avec deux prototypes du SCAF seront donc réalisées en ce sens dès la première visite de terrain. Cela permettra de faire évoluer la question scientifique et le protocole de mesure en fonction des potentialités des appareils. Si des dynamiques temporelles sont observées, nous tenterons ensuite d'évaluer si celles-ci s'expliquent plutôt par des changements au cours des crues des sources de MES (différents sols en place, matériaux déposés en pied de versant) ou des évolutions temporelles des particules telles qu'enregistrées en conditions « monosol » de laboratoire.
- La troisième question fait référence au changement de comportement des particules (de désagrégeant vers flocculant), ayant lieu a priori à des échelles de temps et d'espace qui dépassent l'évènement de crue et le réseau hydrographique de tête de bassin (i.e inférieur à quelques dizaines de km<sup>2</sup>). Notre hypothèse est que l'augmentation des temps de séjour des particules de sol en conditions immergées contrôlent ce passage d'un comportement majoritairement désagrégeant à flocculant. Or les phases de dépôt-reprise des particules dans le réseau hydrographique génèrent une augmentation de leurs temps de transit/séjour. S'il est vrai que l'activité biologique joue un rôle clé à la fois dans l'agrégation des particules de sols sur les versants (Chenu et al., 2000 ; Cosentino et al., 2006) et dans la floculation des MES dans la lame d'eau (Droppo, 2001), les agents biologiques impliqués et l'efficacité de leurs actions cohésives sont probablement très différents. Les phases de dépôt-reprise des particules dans le lit du réseau hydrographique, où les particules restent immergées, nous semblent en effet beaucoup plus propices à la résistance au cisaillement et à la floculation ultérieure que les phases de dépôt reprise des particules sur les versants. Même si les stabilités structurales des matériaux érodés puis déposés sur versant peuvent être accrues par rapport à celles des sols originels (Darboux and Le Bissonnais, 2007), leur aptitude future à flocculer est probablement limitée par les variations d'humidités importantes qui ne

permettent pas aux liants de se développer de manière aussi forte. Nous chercherons donc à évaluer l'effet de ces phases de dépôt-reprise sur les caractéristiques de chute des particules (vitesse de chute et propension à flocculer). Ce travail sera réalisé en collaboration avec Ian Droppo (Environment Canada), Magali Jodeau et Germain Antoine (EDF, LNHE) au printemps 2016 lors d'un séjour de quelques mois à Grenoble de Ian Droppo. Nous travaillerons sur la rivière Arc, affluent de l'Isère, sur laquelle EDF réalise annuellement une chasse hydraulique des barrages hydroélectriques. Cette crue « artificielle » est une opportunité intéressante puisque la date est fixée et qu'elle génère des concentrations en suspension sur l'Arc aval de plusieurs dizaines de grammes par litre. Considérant que, lors de cette chasse, des matériaux fins ayant eu des temps séjours artificiellement allongés (i.e. stockage dans les barrages) par rapport à ceux qui transitent au cours des crues « naturelles », nous réaliserons une comparaison des mesures pré et post chasse. Le SCAF sera utilisé en combinaison d'un appareil prêté par Ian Droppo permettant de mesurer l'érodibilité des sédiments fins du lit par application de paliers progressifs de cisaillement (GUST Chamber). Des carottes de sédiments fins de quelques  $\text{dm}^3$  seront donc prélevées et immédiatement soumises à ces deux dispositifs en série, le SCAF mesurant les caractéristiques de chute des particules venant d'être mises en suspension par la « GUST chamber ».

A terme l'ensemble de ces jeux de données permettra de tester numériquement la sensibilité des débits solides calculés par les modèles à des paramétrisations des caractéristiques de tailles évolutives temporellement/hydrodynamiquement. Deux voies pourront être explorées pour en tenir compte, soit en introduisant des paramétrisations décrivant explicitement l'évolution temporelle des caractéristiques des particules, soit de manière stochastique en décrivant les propriétés de taille des particules par des fonctions probabilistes pour tenir compte de l'inhomogénéité de ces propriétés dans le temps et l'espace (Sidorchuk, 2005).

### **4.3 Dans quelle mesure la variabilité spatio-temporelle du forçage météorologique contrôle-t-elle la dynamique des flux de MES ?**

Les travaux que nous avons conduits dans les bassins versants de méso-échelle de l'observatoire Draix Bléone ont mis en évidence une très forte variabilité temporelle des flux de MES. Un des éléments de réponse majeur à cette variabilité se trouve certainement dans la variabilité du forçage météorologique. Bien que les liens entre variabilité spatiale de la pluie et réponse hydrologique des bassins versants aient été largement étudiés (Obled et al., 1994 ; Woods and Sivapalan, 1999 ; Kalinga and Gan, 2006 ; Chang et al., 2007 ; Zhenyao et al. 2012), peu d'études ont en revanche abordé les liens entre cette variabilité et les transferts de matières associées à l'eau (Chaplot et al., 2005). S'intéresser aux matières associées comme les MES présente pourtant une opportunité intéressante pour mieux comprendre et contraindre la genèse et la redistribution de l'eau au sein des bassins versants. Rappelons que des approches combinant traçage de l'eau (i.e. suivi d'éléments dissous) et modélisation existent depuis quelques décennies (Neal et al., 1988 ; Robson et al. 1992) en hydrologie et qu'elles ont permis de faire évoluer considérablement la conceptualisation des transferts d'eau que ce soit entre surface et souterrain ou entre différents compartiments souterrains (cf section 2.1.). Parmi les derniers travaux pertinents dans ce domaine on citera les

travaux de Capell et al. (2012) qui ont cherché à évaluer comment utiliser des données hydrochimiques pour mieux contraindre les origines et chemins de l'eau (i.e. traçage de l'eau) et ainsi réduire les incertitudes sur les sorties d'un modèle hydrologique appliqué à un bassin versant de méso-échelle. Une des raisons majeure à la non application (ou tardive) de ce type d'approche aux éléments particuliers associés à l'eau réside dans la difficulté à caractériser les MES, les concentrations en suspensions mesurées classiquement n'étant pas suffisantes à elles seules. Très peu d'études ont en effet cherché à combiner du traçage de sédiments à de la modélisation hydrosédimentaire distribuée à l'échelle de bassins versants afin de mieux appréhender ou contraindre leur dynamique. On trouve dans la littérature quelques études faisant usage de modèles numériques pour identifier des sources de sédiments (Kalin et al. 2004a et 2004 b, Bulygina et al., 2007 ; Tyagi et al., 2008). Cependant, faute de données de traçage des MES disponibles, ces approches sont évaluées uniquement sur la base des débits solides totaux à l'exutoire et souffrent donc de problèmes importants d'équifinalité (Brazier et al., 2001) dès lors que les sources de MES se multiplient et que le forçage météorologique varie. A notre connaissance, seules deux études font vraiment usage d'une approche combinant modélisation et traçage de sédiments. Les travaux de Viparelli et al. (2013) s'appliquent à l'échelle de tronçons de rivière (1D) et l'étude de Palazon et al. (2014) à l'échelle d'un bassin versant de près de 300 km<sup>2</sup>. Cependant les échelles de temps ont concerné respectivement des évolutions sur plusieurs milliers d'années et des variations mensuelles à pluriannuelles. Il ne s'agit donc pas d'approches permettant d'appréhender le fonctionnement des bassins à l'échelle de l'évènement pluvieux.

A l'heure où le concept de connectivité (action COST ES1306 en cours) anime les deux communautés travaillant en hydrologie (Freeman et al., 2007 ; Bracken et al., 2007 ; Bracken et al., 2013 ) et en transfert de sédiments (Fryirs, 2012 ; Bracken et al. 2015), ce troisième axe de recherche vise donc à évaluer comment la variabilité du forçage affecte la connectivité fonctionnelle hydrosédimentaire des bassins versants de méso-échelle. L'expertise que nous avons acquise ces dernières années en traçage de l'origine spatiale des MES à « haute » résolution temporelle sera donc valorisée pour évaluer le comportement de modélisations numériques distribuées lorsque différents scénarii de forçage météorologiques sont utilisés. Nos objectifs sont donc i) d'évaluer dans quelle mesure la dynamique du forçage météorologique contrôle la variabilité inter et intra crues des flux des différents types de MES (décrite en section 3.3.2.) et ii) d'identifier la sensibilité des réponses hydrosédimentaires respectivement à la fonction de production ou à la fonction de transfert de MES. Il s'agira dans un premier temps de tester l'hypothèse d'un contrôle de la variabilité spatio-temporelle du forçage météorologique uniquement sur la production de MES sur les versants (i.e. concomitance entre forte érodibilité d'une zone et la localisation d'une cellule précipitante). Dans un second temps nous testerons le rôle du forçage et de la redistribution des flux d'eau associés sur le stockage temporaire et la remobilisation des MES dans le réseau hydrographique (i.e. une zone avec de la production de MES va-t-elle être bien connectée hydrologiquement à l'exutoire ?). Comme il est probable que ces deux hypothèses de travail ne soient pas exclusives, nous hiérarchiserons les éléments de réponse en fonction des types évènements et des échelles considérées (i.e. exutoire ou sous bassin).

Ce troisième axe de travail sera réalisé en collaboration avec Guillaume Nord, Luis Cea, Brice Boudevillain, Guy Delrieu et Michel Esteves. L'approche combine observation des flux de MES, traçage de l'origine spatiale des MES et modélisation distribuée dans un contexte de forçage pluviométrique bien contrôlé. Deux bassins versants de méso-échelle présentant des occupations du



sol et des pédo-géologies contrastées seront étudiés, le Galabre (20 km<sup>2</sup>, Observatoire Draix-Bléone) et la Claduègne (43 km<sup>2</sup>, Observatoire Hydro-météorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais, OHMCV). Ces deux bassins versants présentent des chroniques de données sur les débits liquides et solides bien documentées (depuis 2007 et 2011 respectivement) mais ne possèdent pas des jeux de données complets pour les autres caractéristiques. Pour le bassin versant du Galabre, nous disposons de données de traçage des MES depuis 2007 mais les images des radars météorologiques en bande X installés dans le cadre du projet RYTHMME (Risques HYdrométéorologiques en Territoires de Montagnes et MEditerranéens) et couvrant ce bassin ne sont disponibles qu'à partir de 2012. Pour le bassin de la Claduègne, des efforts importants ont été déployés (dans le cadre des projets ANR Floodscale et HYMEX) pour acquérir i) des débits liquides distribués grâce à un réseau de limnimètres installés dans le réseau hydrographique intermittent et ii) des réanalyses pluviométriques à haute résolution (15 min, 1 km<sup>2</sup>), fusionnant données pluviographiques et radar et assorties de leurs erreurs d'estimation (Delrieu et al. 2014). Même si aucune donnée de traçage des MES n'est disponible à ce jour pour ce bassin versant, la forte plus-value apportée par les informations disponibles concernant les réanalyses de pluie et les débits distribués nous incitent à compléter le jeu de données du bassin de la Claduègne par du traçage des MES. Deux actions seront donc engagées en parallèle dès l'automne 2015:

- Acquisition et analyse de données : Il s'agira dans un premier temps de transposer au bassin versant de la Claduègne les méthodologies de traçage low cost des MES mises au point sur le bassin du Galabre. Cette transposabilité n'est évidemment pas triviale, les contextes pédo-géologiques et d'occupation des sols étant différents. Du point de vue géologique, la principale différence réside dans la présence de substrats basaltiques sur la Claduègne. Ces substrats, qui seront probablement mal discriminés par la spectrocolumétrie à elle seule (par rapport à des marnes par exemple), devraient être bien caractérisés par des mesures de susceptibilité magnétique. Les échantillons de MES collectés aux exutoires de la Claduègne et de différents sous bassins où les limnimètres sont installés, au cours d'une dizaine d'événements de crue survenus depuis 2011, ont été stockés dans la sédimenthèque. En complétant cet ensemble d'échantillons de MES par une campagne d'échantillonnage des potentiels sols sources, nous serons à même de tester cette nouvelle approche de traçage. Si les résultats sont concluants, nous pourrons alors décomposer les turbidigrammes enregistrés à l'exutoire de la Claduègne par types de matériaux sources. Dans un second temps un travail de comparaison de la variabilité des flux par type de MES entre les deux bassins versants sera réalisé. A l'issue de cette comparaison, une typologie des événements basée sur des indices caractérisant la variabilité du forçage météorologique et d'autres caractérisant les flux des différents types de MES sera proposé. Pour les indices de pluie nous nous inspirerons de ceux proposés par Zoccateli et al. (2011) et Emmanuel et al. (2014). Pour ceux décrivant les MES, une réflexion sera menée pour trouver des indices pertinents pour décrire la décomposition des turbidigrammes par type de matériau source. L'accent sera mis sur des indices décrivant la temporalité (nombre de pics pour chaque matériau source, temps d'arrivée de chaque pic pour chaque matériau, étalement...), plutôt que l'amplitude (i.e. les concentrations).
- Modélisation : l'effort sera porté sur la modélisation événementielle en sélectionnant des événements assez intenses où le ruissellement de surface joue un rôle important. Deux

modèles distribués permettant de tracer numériquement l'origine et le transfert des MES seront utilisés en parallèle, l'un représentant les processus hydrologiques et sédimentaires de manière simplifiée (code Matlab, Michelin 2013), l'autre assurant une représentation hydrologique et sédimentaire plus explicite (modèle Turbillon utilisé dans les sections 3.2.1. et 3.2.3.2.). Après une étape d'analyse de sensibilité de ces modèles, il s'agira d'établir une méthodologie de calibration/évaluation des modèles sur la base des indicateurs de variabilité proposés et des données distribuées à disposition. Nous nous placerons d'abord dans l'hypothèse où le contrôle exercé par la variabilité des précipitations sur la production explique à lui seul la réponse hydrosédimentaire des bassins versants. Il s'agit là d'une hypothèse de « wash load » (i.e. sans dépôt de particules une fois qu'elles sont érodées) où les seules sources de MES seront les patches de surfaces érodées des différents sols sources. Si cette hypothèse est valide, de bonnes corrélations entre les indices décrivant la variabilité des flux de MES observés et modélisés sont attendues. Si ce n'est pas le cas, nous explorerons alors la seconde hypothèse de travail où la dynamique des précipitations exerce un contrôle majoritaire sur la fonction de transfert avec de possibles stockages temporaires des sédiments dans le réseau du fait de déconnexions hydrologiques.

A terme, ce travail permettra d'orienter les efforts futurs vers une meilleure description i) de la fonction de production de MES, en particulier de l'interaction entre la variabilité spatiale des types de sols et des précipitations ou ii) de la fonction de transfert de MES, notamment sur les facteurs responsables de dépôts de sédiments et de leur remobilisation.

## 5 Curriculum vitae : implications dans l'enseignement et la recherche

### 5.1 Etat Civil

Cédric LEGOÛT

Maître de conférence classe normale (section CNU36)

36 ans

Marié, 2 enfants

Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et en Environnement

UMR 5564 (UJF, CNRS, IRD, INP)

BP. 53 - 38041 Grenoble Cedex 9

cedric.legout@ujf-grenoble.fr

Tel : +33 (0)4 76 63 56 63

### 5.2 Etudes et diplômes

Jan. 03 ⇨ Dec. 05

Thèse de l'Univ. Rennes 1, Science de la Terre, mention très honorable

Sep. 01 ⇨ Juin 02

DEA National de Sciences du sol, mention Bien.

Sep. 96 ⇨ Aout 01

Diplôme d'ingénieur en agriculture de l'Ecole Supérieure d'Ingénieurs et de Techniciens Pour l'Agriculture.

### 5.3 Activités d'enseignement

#### 5.3.1 Enseignement

Mon service d'enseignement moyen depuis 2007 est de 220 heures (min. 209h, max. 228h) réparties comme suit :

20% en L1 dans un module de découverte des sciences de la terre à l'OSUG (DLST).

30% en L3 en physique du sol (UFR PHITEM, IGA, Biologie)

25% en M1 en hydrologie (UFR PHITEM)

25% en M2 sur l'hydrologie et l'hydrogéologie (UFR PHITEM).

#### 5.3.2 Responsabilités pédagogiques

2007 ⇨ - : Coresponsable d'année : M2P Sciences Technologie Santé, mention Sciences de la Terre et de l'Environnement (STE), Spécialité Eaux Souterraines (ES).

2007 ⇨ - : Responsable du module « Eaux continentales » de 6 ECTS en L3 Géosciences et L3 Physique Géosciences Mécanique.

2009 ⇨ - : Responsable du module « Hydrologie et hydraulique fluviale » de 6 ECTS en M1 STE, parcours fluide.

2007 ⇨ - : Responsable du module « Hydrologie et hydraulique » de 3 ECTS en M2P ES.

2007 ⇨ - : Responsable du module « Hydrogéologie » de 6 ECTS en M2P ES.

2007 ⇨ - : Responsable du module « Caractérisation des aquifères » de 9 ECTS en M2P ES.

2007-2008 : Responsable de l'atelier de « physique du sol » de 2 ECTS en L3 Géosciences et L3 Physique Géosciences Mécanique.

2007-2008 : Responsable du module « Hydrologie physique » de 6 ECTS en M2R ECE.

## 5.4 Activités d'encadrement

### 5.4.1 Co-encadrement de thèses et post-doctorats

Wendling Valentin (2011-2014). Développement instrumental d'un système de caractérisation des agrégats et flocs (SCAF). Bourse ministérielle fléchée ED TUE de l'université Joseph Fourier.

Capape Sergi (2014). Mise en évidence du rôle de la cohésion dans la sédimentation de particules fines à partir d'expériences de laboratoire. Thèse à l'Université polytechnique de Catalogne. Accueil de 3 mois au LTHE.

Grangeon Thomas (2009-2012). Etude multi-échelle de la granulométrie des particules fines générées par érosion hydrique : apports pour la modélisation. Bourse ministérielle ED TUE de l'université Joseph Fourier.

Navratil Oldrich (2008-2010). Analyse des mécanismes et flux hydrosédimentaires en bassin versant montagneux, Post doctorat ANR blanc STREAMS.

Bramorski Julieta (2008). Détermination de zones sources de sédiments par analyse spectrale dans le visible et l'infra-rouge sur le bassin versant de la Bléone, Post doctorat.

### 5.4.2 Encadrement de stages Licence et Master<sup>1</sup>

Coutaz Jonathan (2015). Analyse des liens entre caractéristiques des pluies et réponse hydrosédimentaire d'un petit bassin versant. Master 1, Université Joseph Fourier.

Michelon Anthony (2013). Traçage par modélisation de matières en suspension dans un petit bassin versant lors d'épisodes de crues, Master 1, Université Joseph Fourier.

Verin Gauthier (2013). Etude morphologique de particules en suspension dans un cours d'eau, en tant que traceurs d'un bassin versant, Master 1, Université Joseph Fourier.

Chiaverini Antoine (2012). Traçage des matières en suspension dans des petits bassins versants par spectrométrie visible : application au bassin versant du Galabre, Master 1, Université Joseph Fourier.

Lafarge Thomas (2012). Estimation des conditions hydrodynamiques locales dans un cours d'eau de montagne : implication pour les processus de transport des particules en suspension, Master 1, ENSE3 Grenoble.

Fagnoni Alexis (2011). Etude de la réponse hydrologique et de l'évolution du transport sédimentaire lors d'événements pluvieux, Master 1, Université Joseph Fourier.

Cordeuil Dominique (2010). Analyse de carottes sédimentaires pour l'étude de la dynamique sédimentaire d'un bassin versant des Alpes du sud, Master 2, Ecole d'ingénieurs pour l'eau et l'environnement de Grenoble.

Douchin Amélie (2010). Quantification des sources de sédiments dans les matières en suspension par spectrocolorimétrie, Master 2R, Université Joseph Fourier.

Grangeon Thomas (2009). Etude de l'érodibilité des sols face aux pluies : approche granulométrique, Master 2R, Université Joseph Fourier.

Douchin Amélie (2009). Etude des mécanismes de stockage et de remobilisation des sédiments fins dans un tronçon de rivière en tresses, Master 2, Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg.

Thiabaud Vincent (2009). Caractérisation des incertitudes sur la mesure de la distribution granulométrique des matières en suspension. Master 1, Université Joseph Fourier.

Gateuille David (2008). Quantification du stock de fines contenues dans un tronçon de rivière en tresses. Master 1, ENSE3 Grenoble.

Grigis Lucas (2008). Mesure de champs de vitesse pour la modélisation du ruissellement sur surfaces rugueuses, Master 1, Université Joseph Fourier.

Labiau Mathilde (2008). Mesure de champs de vitesses du ruissellement par imagerie, Master 1, Université Joseph Fourier.

Thore Marion (2008). Etablissement d'une carte numérique des profondeurs de sol sur le bassin versant de la Bléone, Master 2R, Agrocampus Rennes.

Viard Aurore (2007). Quelle utilité pour les nanoparticules en hydrologie-érosion ? Licence 2, stage d'excellence, Université Joseph Fourier.

---

<sup>1</sup> Les stages co-encadrés sont soulignés.

Hulin Guillaume (2007). Etude du système racinaire de l'orge : expérimentations et modélisation, Master 2, Université Catholique de Louvain la neuve.

## 5.5 Animation - évaluation de l'enseignement et de la recherche

2015 : Membre du comité scientifique et du comité d'organisation du 15<sup>ème</sup> congrès français de sédimentologie, co animateur du SYMPOSIUM 1 : Sédimentologie et transport solide : comment relier temps court et temps long ? 13-16 oct. 2015, Chambéry.

2014 ⇨ 2018 : Membre suppléant du Management Committee français de l'action COST ES1306 sur la connectivité en hydrologie et érosion.

2014 : Membre du comité scientifique et organisateur d'une session « bassins versants, érosion, transferts » au colloque sur les sols [JES](#), Le Bourget du Lac.

2014 : Rapporteur pour l'appel à propositions du Réseau de Bassin Versant (SOERE).

2013 ⇨ - : Co-animateur de l'atelier transversal de l'OSUG : Dynamique de l'érosion.

2013 : Rapporteur pour l'école doctorale Terre Univers Environnement (UJF) de soutenance de thèse à mi-parcours de Al Juhaisi M. suite à une inscription conditionnelle.

2012 ⇨ - : Rapporteur et membre de la commission Formation/International du Labex OSUG@2020

2012 : Rapporteur et membre de jury de concours IR IRSTE A Antony

2007 ⇨ - : Membre des comités de pilotages de thèses de S. J. Gumiere (LISAH, Montpellier), I. Gouttevin (LGGE), J. Puissant (IRSTE A Grenoble), Largeron C. (LGGE), Nouhou-Bako A (INRA, Orléans) .

2007 ⇨ - : Membre de la commission enseignement de l'OSUG puis PHITEM STE.

2007 ⇨ 2011 : Coresponsable de l'organisation et la diffusion des séminaires au LTHE.

2006 ⇨ - : Gestionnaire de la base de données de production scientifique de l'équipe RIVER.

2006 ⇨ 2007 : Rapporteur de dossiers de bourses de participation à des congrès internationaux financés par l'Association Française pour l'Etude des Sols.

2006 ⇨ - : Reviewer pour Environmental Fluid Mechanics, Environmental Management, Soil Science Society of America Journal, Earth Surfaces Processes and Landforms, Catena, Journal of Hydrology, Pedosphere.

## 5.6 Participation à des projets de recherche

2013-2016 : Système de Caractérisation des Agrégats et des Flocs (SCAF). ANR JCJC, coordination LTHE, C. Legout responsable d'un Work Package sur trois (168k€).

2008-2011 : Modélisation de l'Ecoulement sur une Topographie avec des Hétérogénéités Orientées et des Différences d'Echelle (METHODE). ANR blanc, coordination MAPMO Orléans (265k€).

2008-2010 : Analyse multi-échelle du transport solide par charriage à partir d'approches novatrices (traçage RFID, laser scanning et hydrophones): applications dans le bassin versant de la Bléone (Préalpes du Sud). EC2CO CYTRIX, coordination IRSTE A Grenoble (20k€).

2007-2010 : Sediment TRAnsfer Across Mountains (STREAMS). ANR blanc, coordination LTHE (460k€).

## 5.7 Coordination de projets de recherche

2012-2013 : Caractérisation des particules en suspension sur le continuum versant rivière : développement instrumental du SCAF et application aux bassins montagneux. INSU-EC2CO BIOHEFFECT (19 k€).

2011 : Caractérisation et traçage spatio-temporel des matières en suspension dans des petits bassins versants par une approche multi-outils (SCAF, traçage par méthodes « low cost »). INSU-EC2CO CYTRIX (10k€).

2010 : Caractérisation et traçage des matières en suspension dans les bassins versants par spectrophotométrie. LTHE appel d'offre interne (9k€).

2009-2010 : Analyse des relations entre granulométrie des pluies, quantité et granulométrie des MES lors d'épisodes pluvieux ruisselant. Cluster Environnement, région Rhône Alpes (15k€).

2009 : Suivi en conditions naturelles du ruissellement et de l'érosion à deux échelles spatiales sur le site du Pradel. LTHE appel d'offre interne (14k€).

## 5.8 Collaborations nationales et internationales

EDYTEM (Chambéry) : Laboratoire Environnement, Dynamique et Territoire de la Montagne. J. Poulenard.

IRSTE A ETNA (Grenoble) : Unité Érosion torrentielle, neige et avalanches. F. Liébault, A. Recking, C. Le Bouteiller.

INRA (Orléans) : Unité de science du sol. F. Darboux.  
 LSCE (Gif sur Yvette) : Laboratoire des Sciences du Climat et Environnement. O. Evrard, S. Ayrault  
 IRSTEA EM (Grenoble) : Unité Ecosystèmes Montagnards. L. Cecillon.  
 LEGI (Grenoble) : Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels. H. Michallet.  
 LISAH (Montpellier) : Laboratoire d'étude des Interactions Sol Agrosystème Hydrosystème. Y. Le Bissonnais  
 LGGE (Grenoble) : Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement. G. Krinner, G. Picard, L. Arnaud.  
 University of Plymouth (Angleterre). A.J. Manning.  
 Environment Canada (Burlington, Ontario). IG Droppo.  
 Université de la Corogne (Espagne). L. Cea.

## 6 Liste de publications<sup>2</sup>

### 6.1 Articles

#### 6.1.1 Publications internationales acceptées

1. **Legout C.**, Leguédais S., Malam-Issa O and Le Bissonnais Y. (2005a). Splash distance and size distributions for various soils. *Geoderma*. 124: 279-292.
2. **Legout C.**, Leguédais S. and Le Bissonnais Y. (2005b). Aggregate breakdown dynamics under rainfall compared to aggregate stability measurements. *European Journal of Soil Science*. 56: 225-237.
3. Leguédais S., Planchon O., **Legout C.** and Le Bissonnais Y. (2005). Splash projection distance in aggregated soils: Consequences for the theory of rainsplash. *Soil Science Society of America Journal*. 69: 30-37.
4. **Legout C.**, Molénat J., Lefebvre S., Marmonier P. and Aquilina L (2005c) Investigation of biogeochemical activities in the soil and unsaturated zone of weathered granite. *Biogeochemistry*. 75: 329-350
5. **Legout C.**, Molénat J., Aquilina L. and T. Bariac (2007) Solute transport in soil and weathered granite with fluctuating water table. *Journal of Hydrology*. 332: 427-441.
6. **Legout C.**, Molénat J. and Y. Hamon (2009) Experimental and modeling investigation of unsaturated solute transport with water table fluctuation. *Vadose Zone Journal*. 8: 21-31.
7. Legout A., **Legout C.**, Nys C. and E. Dambrine (2009). Preferential flow and slow convective chloride transport through the soil of a forested landscape (Fougères, France). *Geoderma*, 151: 179-190.
8. Navratil O., **Legout C.**, Gateuille D.\*, Esteves M. and F. Liebault (2010). Assessment of intermediate fine sediment storage in a braided river reach (southern French Prealps). *Hydrological Processes*. 24: 1318-1332.
9. Rouxel M., Molénat J., Ruiz L. **Legout C.**, Faucheux M. and Gascuel Odoux C (2011). Seasonal and spatial variation in groundwater quality along the hillslope of an agricultural research catchment (Western France). *Hydrological Processes*. 25: 831-841.
10. Evrard O., Navratil O., Ayrault S., Ahmadi M., Némery J., **Legout C.**, Lefèvre I., Poiré A., Bonté P., Esteves M. (2011). Combining suspended sediment monitoring and fingerprinting to determine the spatial origin of fine sediment in a mountainous river catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*. 36(8): 1072-1089.
11. Navratil O., Esteves M., **Legout C.**, Gratiot N., Némery J., Willmore S., Grangeon T.\* (2011). Global uncertainty analysis of suspended sediment monitoring using turbidimeter in a small mountainous river catchment. *Journal of Hydrology*. 398: 246-259.
12. Poulenard J., **Legout C.**, Némery J., Bramorski J., Navratil O., Douchin A.\*, Fanget B., Perrette Y. , Evrard O., Esteves M. (2012). Tracing sediment sources during floods using Diffuse Reflectance

<sup>2</sup> Si des étudiants en thèse ou en master encadrés ou co-encadrés sont co-auteurs, ceci est indiqué par \*.

- Infrared Fourier Transform Spectrometry (DRIFTS): A case study in a highly erosive mountainous catchment (Southern French Alps). *Journal of Hydrology*. 414-415: 452-462.
13. Navratil O., Evrard O., Esteves M., **Legout C.**, Ayrault S., Némery J., Mate-Marin A., Ahmadi M., Lefèvre I., Poirel A., Bonté P. (2012). Temporal variability of suspended sediment sources in an alpine catchment combining river/rainfall monitoring and sediment fingerprinting. *Earth Surface Processes and Landforms*. 37(8): 828-846.
  14. **Legout C.**, Darboux F., Nédélec Y., Hauet A., Esteves M., Renaux B., Denis H., Cordier S. (2012). High spatial resolution mapping of surface velocities and depths for shallow overland flow. *Earth Surface Processes and Landforms*. 37: 984-993.
  15. Gouttevin I., Krinner G., Ciais P., Polcher J., **Legout C.** (2012). Multi-scale validation of a new soil freezing scheme for a land-surface model with physically-based hydrology. *The Cryosphere*, 6, 407-430.
  16. Grangeon T.\*, **Legout C.**, Esteves M., Gratiot N., Navratil O. (2012). Variability of suspended particles size during highly concentrated flood events in a small mountainous catchment. *Journal of Soils and Sediments*. 12(10): 1549-1558.
  17. Navratil O., Evrard O., Esteves M., Ayrault S., Lefèvre I., **Legout C.**, Reyss J.L., Gratiot N., Némery J., Mathys N., Poirel A., Bonté P. (2012). Core-derived historical records of suspended sediment origin in a mesoscale mountainous catchment: the River Bléone, French Alps. *Journal of Soils and Sediments*. 12(9): 1463-1478.
  18. Pellarin T., Louvet S., Gruhier C., Quantin G., **Legout C.** (2013) A simple and effective method for correcting soil moisture and precipitation estimates using AMSR-E measurements. *Remote sensing of environment*. 136: 28-36.
  19. **Legout C.**, Poulenard J., Némery J., Navratil O., Grangeon T.\*, Evrard O., Esteves M. (2013). Quantifying suspended sediment sources during floods in headwater catchments by spectrophotometry. *Journal of Soils and Sediments*. 8: 1478-1492.
  20. Cea L. **Legout C.**, Darboux F., Esteves M., Nord G. (2014) Experimental validation of a 2D overland flow model using high resolution water depth and velocity data. *Journal of Hydrology*. 513: 142-153.
  21. Muste M., Hauet A., Fujita I., **Legout C.**, Ho H.C. (2014). Capabilities of Large-Scale Particle Image Velocimetry to Characterize Shallow Free-surface Flows. *Advances in Water Resources*. 70: 160-171.
  22. Grangeon T.\*, Droppo I.G., **Legout C.**, Esteves M. (2014). From soil aggregates to riverine flocs: a laboratory experiment assessing the respective effects of soil type and flow shear stress on particles characteristics. *Hydrological Processes*. 28(13):4141-4155.
  23. Wendling V.\*, Gratiot N., **Legout C.**, Droppo I., Coulaud C. and Mercier B. (2015). Using an optical settling column to assess suspension characteristics within the free, flocculation and hindered settling regimes. *Journal of Soils and Sediments*. DOI: 10.1007/s11368-015-1135-1.

## 6.1.2 Publications internationales soumises ou en préparation

1. Erktan A., Cécillon L., Graf F., Roumet C., **Legout C.**, Rey F. (submitted). Soil aggregate stability in eroded marly gully beds under spontaneous recolonization: combined effects of soil and plant community characteristics. *Plant and Soil*.
2. Cea L., **Legout C.**, Grangeon T.\*, Nord G., (submitted) Impact of model simplifications on soil erosion predictions: application of the GLUE methodology to a distributed event-based model at the hillslope scale, *Hydrological Processes*.
3. Wendling V.\*, **Legout C.**, Gratiot N., Grangeon T.\*, Michallet H. (submitted) Soil aggregates dynamics in turbulent flow: respective effects of soil type and suspended sediment concentration. *Catena*.
4. Grangeon T.\*, **Legout C.**, Yu N., Esteves M., Boudevillain B. (In prep.). Assessing the link between rainfall kinetic energy and splashed particle size. *European Journal of Soil Science*.
5. Cécillon L., Erktan A., **Legout C.** (In prep.) Toolbox to analyse erodibility and soil fertility of badlands ecosystems using laser granulometry and MIRS. *Geoderma*.

## 6.1.3 Brevet et autres publications



1. **Legout C.** (2001). Conception et suivi de dispositifs régionaux de mesure du ruissellement et de l'érosion diffuse. Mémoire de fin d'études ingénieur en agriculture. Ecole Supérieure d'Ingénieurs et de techniciens pour l'Agriculture. pp 114.
2. **Legout C.** (2002). Analyse des mécanismes de désagrégation pour la modélisation de l'érosion diffuse. Mémoire de DEA National de Science du Sol. Institut National Agronomique Paris-Grignon. pp 20.
3. **Legout C.** (2005). Etude des mécanismes hydrologiques et biogéochimiques de la recharge des nappes à surface libre. Thèse de doctorat de l'Université de Rennes 1. pp 174.
4. Hamon H., **Legout C.**, Molénat J.(2006). Prélèvements d'eau dans une colonne de sol au laboratoire. Cahier des techniques de l'INRA, 58: 17-25.
5. **Legout C.** (2006). Experimental study of water flow and solute transport on soil monoliths : sampling and methodological aspects. GERU internal report, UCL Louvain La Neuve. pp26.
6. CNRS international magazine (2011). The math behind it all : Tuned into earth.,n°21, Quaterly, April 2011, P 28-29. <http://www.cnrs.fr/fr/pdf/jdc/245/flash.html#/26/>
7. Patent : « Unité de mesure de la vitesse de chute de particules en suspension dans un fluide et dispositif comprenant au moins une unité de mesure et un préleveur automatique ». Priority number : FR PCT FR2014. 052646. Date of filing: 20/10/2014. Inventors in alphabetical order: Coulaud C., Gratiot N., **Legout C.**, Mercier M., Mora H., Wendling W\*.

## 6.2 Colloques

### 6.2.1 Conférences internationales

- 1- Martin P., **Legout C.**, O. Planchon and Le Bissonnais Y. (2002). Building a network for runoff-data production in Upper-Normandy (France): socio-technical aspects. COST 623 Workshop "Socio-economic factors and soil erosion", Brussels 7-9 Mars 2002. Poster
- 2- Darboux F., Duval O., Fisher O., Gaillard H., Le Bissonnais Y., **Legout C.**, Leguédois S., Prud'homme L. and Renaux B. (2002). The rainfall simulation laboratory of the INRA (Orleans, France). International symposium on Soil erosion patterns: Evolution, spatio-temporal dynamics and connectivity. COST 623: Soil Erosion and Global Change. Müncheberg, Germany, 10-12 October. Poster.
- 3- Leguédois S., Le Bissonnais Y. and **Legout C.** (2002) Temporal aggregate size distribution of sediment detached by interrill erosion. 17<sup>th</sup> World Congress of Soil Science, Symposium 53. Bangkok, Thailand, 14-21 August. Poster.
- 4- Molénat J., Aquilina L., Ayraud V., Bariac T., Fauchaux M., Hamon H., **Legout C.**, and Marmonier P. (2003). Solute transport in soil with fluctuating water table : field investigation and tracer experiment. EGU General Assembly, Geophysical research abstract, Nice, Vol 5, 0940. Poster.
- 5- **Legout C.**, Molénat J., Aquilina L., Bariac T., Fauchaux M., Fauvel Y., Gilliet N and Hamon H (2004) A study of solute transport in soil and weathered granite with fluctuating water table. EGU General Assembly, Geophysical research abstract, Nice, vol 6, 02236. Oral presentation.
- 6- Leguédois S., Le Bissonnais Y. and **Legout C.** (2004). Taking soil structure into account for the prediction of the composition of eroded sediment. 13<sup>th</sup> International Soil Conservation Organization Conference. Brisbane, Australia, 4-9 July. Poster.
- 7- Leguédois S., Le Bissonnais Y. and **Legout C.** (2004) Mechanisms of interrill soil erosion: modelling the transfer and size distribution of eroded size fragments. Eurosoil 2004. Freiburg, Germany, 4-12 September. Oral presentation.
- 8- Planchon O, Le Bissonnais Y, Leguédois S and **Legout C.** (2004). Soil erosion done by splash. Euromech 450. Studies on Splashes A century after A.M. Worthington. Marseille, France, 27-29 Oct. Oral presentation.
- 9- **Legout C.**, Molénat J., Aquilina L., Bariac T., Fauchaux M., Fauvel Y and Hamon Y. (2005) Water table fluctuation effects on solute transfer times. EGU, Geophysical research abstracts, Vienne, Vol 7, 04991. Poster.
- 10- **Legout C.**, Molénat J., Hamon Y, Morin E. and Gascuel Odoux C. (2007) Effect of water table fluctuations on solute transport: column experiments and modelling. EGU, Geophysical research abstracts, Vienne, Vol 9, 03885. Oral presentation.

- 11- Navratil O., Esteves M., Nemery J., **Legout C.**, Poirel A., Gratiot N. and Belleudy P. (2008). Multi-scale survey of Suspended Sediment Concentration in the Bleone river basin (Southern French Alps). EGU, Geophysical research abstracts, Vienne, Vol 10, 07287. Poster.
- 12- Navratil O., Esteves M., Nemery J., **Legout C.**, Poirel A., Gratiot N. and Belleudy P. (2008). Multi-scale survey of Suspended Sediment Concentration in the Bleone river basin (Southern French Alps). 2<sup>nd</sup> HYMEX international workshop, 2-4 june 2008, Palaiseau, Poster.
- 13- Legout A., **Legout C.**, Nys C., Dambrine E. (2008). Preferential flow and slow convective chloride transport through the glossic acidic soil of a beech forest (Fougères, France). Eurosoil 2008, 1384. Poster.
- 14- Navratil O., Esteves M., Mano V., Mate Marin A., Nemery J., **Legout C.**, Poirel A., Gratiot N. and Belleudy P. (2009). Uncertainties and spatiotemporal variations of suspended sediment flux in the Bleone river basin (Southern French Alps). EGU, Geophysical research abstracts, Vienne, Vol.11, 2954-4, Poster.
- 15- Poulenard J., **Legout C.**, Némery J., Bramorski J., Navratil O., Estèves M., Fanget B. and Perrette Y. (2009). Tracing sources of sediments during flood events by Diffuse Reflectance Infrared Fourier-Transform (DRIFT) EGU, Geophysical research abstracts, Vienne, Vol.11, 7619, Poster.
- 16- Evrard O., Navratil O., Gratiot N., Némery J., Duvert C., Ayrault S., Lefèvre I., **Legout C.**, Bonté P., Esteves M. (2009). Spatial and temporal dynamics of sediment in contrasted mountainous watersheds (Mexican transvolcanic belt and French Southern Alps) combining river gauging, elemental geochemistry and fallout radionuclides. Eos Trans. AGU, 90(52), Fall Meet. Suppl., Abstract EP51B-0585.
- 17- Le Bissonnais Y., Chenu C., Darboux F., Duval O., **Legout C.**, Leguedois S and Gumiere S. (2010). Aggregate stability as an indicator of soil erodibility and soil physical quality : review and perspectives. EGU, Geophysical research abstracts, Vienne, Vol. 12, 11912. Oral presentation.
- 18- Gratiot N, **Legout C.**, Navratil O, Némery J, Prat C, Duvert C, Grangeon T\*, Belleudy P, and Estèves M (2010). Monitoring sediment dynamics in mountainous subcatchments (10km<sup>2</sup>). Particles in Europe 2010, Villefranche-sur-Mer, S-France, 15-17 November, Oral presentation.
- 19- Gratiot N. Navratil O., Duvert C., Anguiano Valencia J.R., Lara Ledesma B., Némery J., Prat C., **Legout C.**, Belleudy P., Esteves M. (2010). Monitoring of suspended sediment erosion and transport across mountains: what could be considered as a realistic measuring network. 11<sup>th</sup> International Symposium on River Sedimentation, South Africa, 6-9 september.
- 20- Grangeon T.\*, **Legout C.**, Navratil O., Némery J., Gratiot N. , Poulenard J., Esteves M. (2011). Suspended sediment size addressed through a case study linking catchment and river. International Association for Sediment Water Science, 19-23 june 2011, Dartington, England, Oral presentation.
- 21- Evrard O., Navratil O., Némery J., **Legout C.**, Gratiot N., Duvert C., Lefèvre I., Ayrault S., Prat C., Poulenard J., Bonté P., Esteves M. (2011). Combining river monitoring and sediment fingerprinting to quantify spatial and temporal dynamics of fine sediment in mountainous catchments of the French Alps and the Mexican Central Highlands. UGG 2011 General Assembly, Earth on the Edge: Science for a Sustainable Planet, 28 June - 7 July 2011, Melbourne, Australia, Oral presentation.
- 22- Evrard O., Ayrault S., Navratil O., Némery J., **Legout C.**, Lefèvre I., Poirel A., Bonté P., Esteves M. (2011). Combining suspended sediment monitoring and fingerprinting to determine the spatial origin of fine sediment in French Alps river catchments. International Conference on Chemistry and the Environment, 11-15 September, Zurich, Switzerland.
- 23- Evrard O., Navratil O., Esteves M., **Legout C.**, Ayrault S., Nemery J., Mate Marin A., Ahmadi M., Lefevre I., Poirel A., Bonte P. (2011) Origin and dynamics of suspended sediment during a 10-yr return period flood on the Bès River, Southern French Alps. AGU 5-9 December 2011, San Francisco, USA. Abstract#EP54C-06. Oral presentation.
- 24- Wendling W.\*, Gratiot N., **Legout C.**, Michallet H., Manning A.J. (2012) Sediment settling properties of freshly eroded aggregates. MEDFRIEND international symposium on Sediment Transport Modeling in Hydrological Watersheds and Rivers, 14-16 November, Istanbul, Oral presentation.
- 25- Evrard O., Navratil O., Ayrault S., Esteves M., **Legout C.**, Némery J., Lefèvre I., Bonté P. (2013) Quantifying the origin of different sediment types in a catchment of the Southern French Alps by combining hydro-sedimentary records and fingerprinting. EGU, Geophysical research abstracts, Vienne, Vol. 13, Poster.

- 26- Grangeon T.\*, Droppo I.G., **Legout C.**, Esteves M. (2013) Are transported soil aggregates prone to flocculation and/or disaggregation during a flood event? EGU, Geophysical research abstracts, Vienne, Vol. 13, Poster.
- 27- **Legout C.**, Poulenard J., Nemery J., Navratil O., Grangeon T.\*, Evrard O., Esteves M. (2013) Quantifying suspended sediment sources during flood events in headwater catchments using diffuse reflectance spectroscopy. EGU, Geophysical research abstracts, Vienne, Vol. 13, Oral presentation.
- 28- Pellarin T., Louvet S., Quantin Q., **Legout C.** (2013) Correcting satellite based precipitation products using SMOS measurements. International Geoscience And Remote Sensing Symposium, Melbourne, 21-26 juillet, Oral Presentation.
- 29- Wendling W.\*, Gratiot N., **Legout C.**, Droppo I.G., Manning A.J., Antoine G., Michallet H., Jodeau M. (2013) A rapid method for settling velocity and flocculation measurement within high suspended sediment concentration rivers. 2013-10-23-0130. Oral presentation.
- 30- Manning A.J., Wendling V.\*, Gratiot N., **Legout C.**, Michallet H. (2013) Preliminary findings from a study of the flocculation characteristics of freshly eroded aggregates. Poster.
- 31- Manning A.J., Wendling V.\*, Gratiot N., **Legout C.**, Michallet H. (2013) Flocculation characteristics of freshly eroded aggregates. Oral presentation.
- 32- Manning A.J., Wendling V.\*, Gratiot N., **Legout C.**, Michallet H. (2014) Flocculation characteristics of freshly eroded aggregates. EGU, Geophysical research abstracts, Vienne, Vol. 13 EGU2014-6379. Poster.
- 33- Leguedois S., Darboux F., **Legout C.**, Lucas C., Michel E., Planchon O., Le Bissonnais Y. (2014) A sound measurement of splash detachment rates for erosion and eluviation modelling. 20th World Congress of Soil Science, Korea. AF0384. Oral presentation.
- 34- Manning A.J., Wendling V.\*, Gratiot N., **Legout C.**, Michallet H. (2014) Flocculation characteristics of freshly eroded aggregates. EGU, Geophysical research abstracts, Vienne, Vol. 13 EGU2014-6379. Poster.
- 35- Monnoyer Q., Gratiot N., Jodeau M., Antoine G., **Legout C.**, Wendling V.\*, Coulaud C., Mercier B. (2014) Assessment of suspended sediment properties from an optical settling column during a dam flushing event: the Arc and Isère rivers, June 2014. Particles In Europe (PIE 2014), 6-9 October, Esbjerg, Denmark. Oral presentation.
- 36- Gratiot N., Wendling V.\*, Monnoyer Q., Antoine G., Jodeau M., Coulaud C., Mercier B., **Legout C.** (2014) Dynamique sédimentaire dans la région du bas-Mékong : quelles perspectives de mesures avec l'instrument SCAF ? Colloque entretiens Jacques Cartier, 27-28 nov, HoChiMinh Vietnam. Oral presentation.
- 37- Strady E., Némery J., Dang V.B.H., Nguyen P.D., Nguyen T.P., Blacho F., Gratiot N., **Legout C.** (2015) Impact des rejets de l'agglomération d'Ho Chi Minh Ville sur la dynamique des éléments traces métalliques et des nutriments dans la rivière Saigon. 2<sup>ème</sup> Conférence Internationale I.S.RIVERS, 22 au 26 juin 2015, Lyon. Oral presentation.

## 6.2.2 Conférences nationales

- 1- P. Martin, **C. Legout**, O. Planchon, and Le Bissonnais Y. (2002). Comment construire un réseau d'acquisition de références sur le ruissellement en Haute-Normandie ? Aspects socio-techniques. Les Rencontres de l'INA, Paris. Poster.
- 2- **Legout C.**, Molénat J., Aquilina L., Bariac T., Fauchaux M., Fauvel Y., Gilliet N and Hamon H (2004) Transfert de solutés dans un profil de sol arène granitique soumis à des fluctuations de nappe. Journées Nationales de l'Etude des Sols, AFES, Bordeaux, p 147. Oral presentation.
- 3- Molénat J., Aquilina L., **Legout C.**, Pierson-Wickmann A.C., Fauchaux M., Fauvel Y., Gascuel-Oudou C., Hamon Y., Hénin O., Mérot P., Marmonier P., and Martin C. (2005). Etude du rôle de l'interface SOL-Nappe sur les processus de Transfert de solutés, d'Erosion chimique et sur l'activité bactérienne dans un bassin versant (Projet SONATE) In : *EC2CO Ecosphère Continentale*. Vauclin, M.(Eds). Premier colloque de restitution scientifique. 5-7 décembre 2005, Toulouse, FR. Poster.
- 4- Poulenard J., Mourier B., Arnaud F., Perrette Y., Fanget B., Giguët-Covex C., **Legout C.**, Nemery J., Enters D., Pépin-Donat B., Rey P.J., Moulin B., Millery A., Malet E., Quétin P., Trosset L., Trevisan D., Dorioz J.M., Faivre P. (2009). Des « pédosignatures » dans les bassins versants : définition et

applications à la compréhension du fonctionnement actuel et passé des couvertures pédologiques. Journées Nationales de l'Etude des Sols, AFES, Strasbourg, Oral presentation.

- 5- Poulenard J., **Legout C.**, Némery J., Bramorski J., Navratil O., Esteves M., Perrette Y. (2009). Traçage par spectroscopie infrarouge (DRIFT) de l'origine lithologique des matières en suspension exportées d'un petit bassin versant de montagne lors de crues. Journée sols de Montagnes, 24-25 septembre, Le Bourget du Lac. Oral presentation.
- 6- Liébault F., Belleudy P., Bellot H., Coulaud C., Deschatres M., Esteves M., Klotz S., Leboutteiller C., **Legout C.**, Navratil O., Mathys N., Ravanat X., Tacon S. (2010). Analyse multi-échelles du transport solide par charriage (Bléone, Préalpes du Sud). In : *EC2CO Ecosphère Continentale. Esteves, M.(Eds). Colloque de restitution scientifique. Novembre 2010, Toulouse, FR.* Poster.
- 7- Navratil O., Evrard O., Esteves M., **Legout C.**, Ayrault S., Némery J., Mate Marin A., Ahmadi M., Lefevre I., Poirel A., Bonte P., Liébault F. (2010) Suspended-sediment dynamics during a 10-yr return period flood on the Bès River, Southern French Alps. *Colloque ANR GESTRANS (Gestion des risques liés aux crues par une meilleure prise en compte du transit sédimentaire).*
- 8- Némery J, Mano V, Navratil O, Gratiot N, Duvert C, Legout C Belleudy, P. Poirel, A.,Esteves, M. 2010. Retour d'expérience sur l'utilisation de la turbidité en rivière de montagne. Journée Turbidité en réseau d'assainissement, SHF/Astee, 9 mars 2010 Champs-sur-Marne France.
- 9- Esteves M., Ayrault S., Bonté P., Burgos A., Evrard O., Gratiot N., **Legout C.**, Mendoza M., Navratil O., Némery J., Poirel A., Prat C., Saez-Romero C., Viallet P. (2011). Sediment Transport and Erosion Across Mountains STREAMS : Projet ANR Blanc 06-1\_139157. Séminaire de restitution et d'avancement des projets ANR sur les changements environnementaux. 23 mars, Montpellier, Oral presentation.
- 10- Grangeon T.\*, **Legout C.**, Nan Y., Esteves M., Boudevillain B. (2012) Relations entre propriétés de sols, énergie de la pluie et taille des agrégats splashés. Colloque Atelier transversal « Sols » OSUG. 30 mars, Grenoble, Oral presentation.
- 11- Grangeon T.\*, **Legout C.**, Gratiot N., Wendling V., Esteves M., Droppo IG., Manning AJ., Michallet H. (2012) Des agrégats de sol aux floes de rivière : effet du type de sol et de l'écoulement sur les caractéristiques des particules en suspension. Colloque Ecouflu Envirhonalp, 24 mai, Grenoble, oral presentation.
- 12- **Legout C.**, Gratiot N., Grangeon T.\*, Wendling W.\* (2013) Suspended particle characterisation along the hillslope river continuum: overview of future activities on the Saigon river. 1<sup>ères</sup> journées scientifiques du CARE, Grenoble, 16 octobre. Oral Presentation.
- 13- **Legout C.**, Michelon A.\*, Esteves M., Evrard O., Grangeon T.\*, Némery J., Navratil O.\*, Nord G., Poulenard J. (2014) Quantification des flux de matières en suspension selon leurs origines au sein d'un petit bassin versant. GIS Draix Bléone, 14/01, Grenoble. Oral presentation.
- 14- **Legout C.**, Grangeon T.\*, Wendling V.\*, Gratiot N., Droppo I., Manning A., Michallet H. (2014) Dynamique des caractéristiques de taille des particules en suspension dans les petits bassins versants. GIS Draix Bléone, 12/06, Draix. Oral presentation.
- 15- Nord G., **Legout C.**, Grangeon T.\*, Wijbrans A., Gérard. S., Delrieu G., Boudevillain B. (2014) Erosion et flux sédimentaires dans les têtes de bassin versant dans le bas Vivarais en Ardèche, OHMCV. GIS Draix Bléone, 14/01, Grenoble. Oral presentation.
- 16- Grangeon T.\*, Wendling V.\*, **Legout C.**, Gratiot N., Droppo I., Manning A., Michallet H. (2014) Vers une meilleure prise en compte des caractéristiques physiques des particules dans les modèles d'érosion. 12<sup>èmes</sup> Journées d'Etude des Sols, 01/07, Chambéry. Oral presentation.
- 17- **Legout C.**, Cea L., Grangeon T.\*, Nord G. (2014) Analyse des processus d'érosion gouvernant le transfert des particules sur versant. 12<sup>èmes</sup> Journées d'Etude des Sols, Chambéry. Poster.
- 18- Wendling V.\*, **Legout C.**, Gratiot N., Mercier B., Coulaud C., Mora H. (2014) Système de Caractérisation des Agrégats et des Floes. 12<sup>èmes</sup> Journées d'Etude des Sols, 01/07, Chambéry. Poster.
- 19- Michelon A.\*, **Legout C.**, Nord G., Cea L., Esteves M. (2015) Traçage par modélisation des matières en suspension en transit lors d'épisodes de crues : premiers résultats sur le bassin versant du Galabre (observatoire Draix Bléone). 15<sup>ème</sup> congrès de sédimentologie, 12-14 octobre, Chambéry. Poster.

## 7 Références bibliographiques

- Abd Elbasit M.A.M., Yasuda H., Salmi A., Anyoji H. 2010. Characterization of rainfall generated by dripper-type rainfall simulator using piezoelectric transducers and its impact on splash soil erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 35: 466-475.
- Abrahams A.D., Li G., Krishnan C., Atkinson J.F. 1998. Predicting sediment transport by interrill overland flow on rough surfaces. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 1087-1099.
- Agrawal Y.C. and Pottsmith H.C. 2000. Instruments for particle size and settling velocity observations in sediment transport. *Marine Geology* 168 (1-4) : 89-114.
- Al-Durrah M.M. and Bradford J.M. 1982. Parameters for describing soil detachment due to single waterdrop impact. *Soil science society of America journal* 46: 836-840.
- Algayer B., Le Bissonnais Y., Darboux F. 2014. Short-term dynamics of soil aggregate stability in the field. *Soil Science Society of America Journal* 78(4):1168-1176.
- Amezketta E., Singer M. J., Le Bissonnais Y. 1996. Testing a New Procedure for Measuring Water-Stable Aggregation. *Soil Science Society of America Journal* 60: 888-894.
- Amezketta E. 1999. Soil aggregate stability : a review. *Journal of Sustainable Agriculture* 14 (2,3): 83-151.
- Ascough J.C., Baffaut C., Nearing M.A., Liu B.Y. 1997. The WEPP watershed model: I. hydrology and erosion. *Transactions of the ASAE* 40: 921-933.
- Asselman NEM. 1999. Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the river Rhine. *Hydrological Processes* 13: 1437-1450.
- Baldassarre G.B. and Montanari A. 2009. Uncertainty in river discharge observations: a quantitative analysis. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 6: 39-61.
- Ben-Dor E., Irons J.R., Epema G.F. 1998. Soil reflectance. In: Rencz AN (ed) *Remote sensing for the earth sciences. Manual of remote sensing*. Wiley, New York, pp 111-188.
- Beven K. J. and Binley A. M. 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes* 6: 279-298.
- Beven K.J. 2006. On undermining the science? *Hydrological Processes* 20: 2050-2065.
- Boardman J. 2006. Soil erosion science: reflections on the limitations of current approaches. *Catena* 68:73-86.
- Boiffin J. 1976. Histoire hydrique et stabilité structurale de la terre. *Annales Agronomiques* 27 : 447-463.
- Boudevillain B., Delrieu G., Galabertier B., Bonnifait L., Bouilloud L., Kirstetter P.E., Mosini M.L. 2011. The cévennes-vivarais mediterranean hydrometeorological observatory database. *Water Resources Research*: 47(7).
- Brils J. 2008. Sediment monitoring and the European Water Framework Directive. *Ann Ist Super Sanità* 44 (3): 218-223.
- Bracken L.J. and Croke J. 2007. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes* 21: 1749-1763.
- Bracken L.J., Wainwright J., Ali G.A., Tetzlaff D., Smith M.W., Reaney S.M., Roy A.G. 2013. Concepts of hydrological connectivity: research approaches, pathways and future agendas. *Earth Science Reviews* 119: 17-34.
- Bracken L.J., Turnbull L., Wainwright J., Bogaart P. 2015. Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales. *Earth Surface Processes and Landforms* 40: 177-188.
- Brasington J and Richards K. 2000. Turbidity and suspended sediment dynamics in small catchments in the Nepal Middle Hills. *Hydrological Processes* 14: 2559-2574.

- Brazier R. E., Beven K. J., Freer J., Rowan J. S. 2000. Equifinality and uncertainty in physically based soil erosion models: application of the glue methodology to WEPP - the water erosion prediction project - for sites in the UK and USA. *Earth Surface Processes and Landforms* 25(8): 825-845.
- Brazier R. E., Beven K. J., Anthony S.G., Rowan J. S. 2001. Implications of model uncertainty for the mapping of hillslope-scale soil erosion predictions. *Earth Surface Processes and Landforms* 26: 1333-1352.
- Bryan R.B. 1969. The development, use and efficiency of indices of soil erodibility. *Geoderma* 2: 5-26.
- Bulygina N.S., Nearing M.A., Stone J.J., Nichols M.H. 2007. DWEPP: a dynamic soil erosion model based on WEPP source terms. *Earth Surface Processes and Landforms* 32: 998-1012.
- Burt T.P. and Pinay G. 2005. Linking hydrology and biogeochemistry in complex landscapes. *Progress in Physical Geography* 29(3): 297-316.
- Buttle J.M. 1994. Isotope hydrograph separation and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography* 18: 16-50.
- Capell R., Tetzlaff D., Soulsby C. 2012. Can time domain and source area tracers reduce uncertainty in rainfall runoff models in larger heterogeneous catchments? *Water Resources Research* 48, W09544, doi:10.1029/2011WR011543.
- Cea L., Garrido M., Puertas J. 2010. Experimental validation of two dimensional depth-averaged models for forecasting rainfall-runoff from precipitation data in urban areas. *Journal of Hydrology* 382, 88–102.
- Cerdan O., Govers G., Le Bissonnais Y., Van Oost K., Poesen J., Saby N., Gobin A., Vacca A., Quinton J., Auerswald K., Klik A., Kwaad F., Raclot D., Ionita I., Rejman J., Rousseva S., Muxart T., Roxo M., Dostal T. 2010. Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: A study based on erosion plot data. *Geomorphology*, 122: 167-177.
- Chang C.L., Lo S.L., Chen M.Y. 2007. Uncertainty in watershed response predictions induced by spatial variability of precipitation. *Environmental Monitoring and Assessment* 127: 147-153.
- Chaplot V., Saleh A., Jaynes D.B. 2005. Effect of the accuracy of spatial rainfall information on the modeling of water, sediment, and NO<sub>3</sub>-N loads at the watershed level. *Journal of Hydrology* 312 (1-4): 223-234.
- Chapon B. 2006. Etude des pluies intenses dans la région Cévennes-Vivarais à l'aide du radar volumique. Régionalisation des traitements radar et analyse granulométrique des pluies au sol. *Hydrology*. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, French. <tel-00275236>.
- Chenu C., Le Bissonnais Y., Arrouays D. 2000. Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal* 64(4): 1479-1486.
- Collins A.L. and Walling D.E. 2002. Selecting fingerprinting properties for discriminating potential suspended sediment sources in river basins. *Journal of Hydrology* 261: 218-244.
- Collins A.L. and Walling D.E. 2007. Fine-grained sediment storage within the main channel system of the Frome and Piddle catchments, Dorset, UK. *Hydrological Processes* 21: 1448-1459.
- Cooper J.R., Wainwright J., Parsons A.J., Onda Y., Fukuwara T., Obana E., Kitchener B., Long E.J., Hargrave G.H. 2012. A new approach for simulating the redistribution of soil particles by water erosion : a marker-in-cell-model. *Journal of Geophysical Research* 117, doi: 10.1029/2012JF002499.
- Cosentino D., Chenu C., Le Bissonnais Y. 2006. Aggregate stability and microbial community dynamics under dryingwetting cycles in a silt loam soil. *Soil Biology and Biochemistry* 38(8): 2053-2062.
- Coyne A., Schafer J., Hurtrez J.E., Dumas J., Etcheber H., Blanc G. 2004. Sampling frequency and accuracy of SPM flux estimates in two contrasted drainage basins. *Science of the Total Environment* 330: 233-247.
- Dankers P.J.T. and Winterwerp J.C. 2007. Hindered settling of mud flocs : Theory and validation. *Continental Shelf Research* 27 : 1893-1907.
- Darboux F. and Huang C. 2003. An instantaneous-profile laser scanner to measure soil surface microtopography. *Soil Science Society of America Journal* 67: 92-99.
- Darboux F. and Le Bissonnais Y. 2007. Changes in structural stability with soil surface crusting: consequences for erodibility estimation. *European Journal of Soil Science* 58(5): 1107-1114.

- Delrieu G., Wijbrans A., Boudevillain B., Faure D., Bonnifait L., Kirstetter P.E. 2014. Geostatistical radar-raingauge merging: a novel method for the quantification of rainfall estimation error. *Advances in Water Resources* 71: 110-124.
- De Roo A.P.J., Wesseling C.G., Ritsema C.J. 1996. LISEM: a single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: theory, input and output. *Hydrological Processes* 10(8): 1107-1117.
- De Vente J., Poesen J., Bazzoffi P., Van Rompaey A., Verstraeten G. 2006. Predicting catchment sediment yield in Mediterranean environments: the importance of sediment sources and connectivity in Italian drainage basins. *Earth Surface Processes and Landforms* 31 (8): 1017-1034.
- De Vente J., Verduyn R., Verstraeten G., Vanmaercke M., Poesen J. 2011. Factors controlling sediment yield at the catchment scale in NW Mediterranean geoecosystems. *Journal of Soils and Sediment* 11 (4): 690-707.
- De Vente J., Poesen J., Verstraeten G., Govers G., Vanmaercke M., Van Rompaey A., Arabkhedri M., Boix-Fayos C. 2013. Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: Where do we stand? *Earth-Science Reviews* 127: 16-29.
- Dia A., Gruau G., Olivier-Lauquet G., Riou C., Molénat J., Curmi P. 2000. The distribution of rare earth elements in groundwaters : Assessing the role of source-rock composition, redox changes and colloidal particles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64(24): 4131-4151.
- Doten C.O., Bowling L.C., Lanini J.S., Maurer E.P., Lettenmaier D.P. 2006. A spatially distributed model for the dynamic prediction of sediment erosion and transport in mountainous forested watersheds. *Water Resources Research* 42 (4) 10.1029/2004WR003829.
- Downing J. 2006. Twenty-five years with OBS sensors: the good, the bad, and the ugly. *Continental Shelf Research* 26: 2299-2318.
- Droppo I.G., 2004. Structural controls on floc strength and transport. *Canadian Journal of Civil Engineering* 31: 569-578.
- Droppo IG. 2001. Rethinking what constitutes suspended sediment. *Hydrological Processes* 15: 1551-1564.
- Droppo I.G. and Ongley E.D. 1994. Flocculation of suspended sediments in rivers of southeastern Canada. *Continental Shelf Research* 26 : 2299–2318.
- Emmanuel I., Andrieu H., Leblois E., Payrastre O. 2014. Proposition of indexes to quantify the impact of rainfall spatial variability on catchments hydrological responses. *Weather Radar and Hydrology*, Apr 2014, France. 9p, <hal-00966300>.
- European ISO EN Rule 748. 1997. Measurement of Liquid Flow in Open Channels – Velocity-Area Methods. Reference Number ISO 748:1997 (E). International Standard, 41, 42, 43, 44, 45, 46.
- Jetten V., De Roo A.P.J., Favis-Mortlock D. 1999. Evaluation of fieldscale and catchment-scale soil erosion models. *Catena* 37:521–541.
- Jetten V., Govers G., Hessel R. 2003. Erosion models: quality of spatial predictions. *Hydrological Processes* 17: 887-900.
- Fennessy M.J., Dyer K.R., Huntley D.A. 1994. INSSEV: an instrument to measure the size and settling velocity of flocs in situ. *Marine Geology* 117 (1–4): 107–117.
- Fiener P., Govers G., Van Oost K. 2008. Evaluation of a dynamic multi-class sediment transport in a catchment under soil conservation agriculture. *Earth Surface Processes and Landforms* 33: 1639-1660.
- Fiener P., Auerswald K., Van Oost K. 2011. Spatio-temporal patterns in land use and management affecting surface runoff response of agricultural catchments-A review. *Earth Science Reviews* 106 (1-2): 92-104.
- Foster I.D.L., Millington R., Grew R.G. 1992. The impact of particle size controls on stream turbidity measurements; some implications for suspended sediment yield estimation. In: Bogen, J., Walling, D.E., Day, T.J. (Eds.), *Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins*, vol. 210. IAHS Publication: 51-62.
- Fox D. and Le Bissonnais Y. 1998. Process-based analysis of aggregates stability effects on sealing, infiltration, and interrill erosion. *Soil Science Society of America Journal* 62, 717-724.



- Freeman M.C., Pringle C.M., Jackson R.C. 2007. Hydraulic connectivity and the contribution of stream headwaters to ecological integrity at regional scales. *Journal of the American Water Resources Association* 43 (1): 5-14.
- Fryirs K. 2012. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades : a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landforms*, DOI : 10.1002/esp.3242.
- Furbish D.J., Hamner K.K., Schmeeckle M., Borosund M.N., Mudd S.M. 2007. Rain splash of dry sand revealed by high-speed imaging and sticky paper splash targets. *Journal of Geophysical Research* 112, F01001, doi:10.1029/2006JF000498.
- Gabet E.J. and Dunne T. 2003. Sediment detachment by rain power. *Water Resources Research* 39(1) doi:10.1029/2001WR000656.
- Gellis A.C. and Mukundan R. 2013. Watershed sediment source identification: tools, approaches and case studies. *Journal of Soils and Sediments* 13: 1655-1657.
- Goebes P., Seitz S., Geißler C., Lassu T., Peters P., Seeger M., Nadrowski K., Scholten T. 2014. Momentum or kinetic energy – How do substrate properties influence the calculation of rainfall erosivity? *Journal of Hydrology* 517: 310-316.
- Govers G. 1991. Spatial and temporal variations in splashed detachment: a field study. *Catena Suppl.* 20: 15-24.
- Govers G., Takken I., Helming K. 2000. Soil roughness and overland flow. *Agronomie* 20: 131-146.
- Gratiot N., Manning A.J. 2004. An experimental investigation of floc's characteristics in a diffusive turbulent flow. *Journal of Coastal Research* SI(41): 105-113.
- Gratiot N., Michallet H., Mory M. 2005. On the determination of the settling flux of cohesive sediments in a turbulent fluid. *Journal of Geophysical Research* 110, No. C6, C06004.
- Gumiere S.J., Le Bissonnais Y., Raclot D. 2009. Soil resistance to interrill erosion : model parametrization and sensitivity. *Catena* 77: 274-284.
- Gumiere S.J., Raclot D., Cheviron B., Davy G., Louchart X., Fabre J.C., Moussa R., Le Bissonnais Y. 2011. MHYDAS-Erosion: a distributed single-storm water erosion model for agricultural catchments. *Hydrological Processes* 25, 1717-1728.
- Hairsine P.B. and Rose C.W. 1991. Rainfall detachment and deposition: sediment transport in the absence of low-driven processes. *Soil Science Society of America Journal* 55: 320–324.
- Hairsine P.B., Rose C.W. 1992a. Modeling water erosion due to overland flow using physical principles. I. Sheet flow. *Water Resources Research* 28(1): 237-243.
- Hairsine P.B., Rose C.W. 1992b. Modeling water erosion due to overland flow using physical principles. II. Rill flow. *Water Resources Research* 28(1): 245-250.
- Hairsine P.B., Sander G.C., Rose, C.W., Parlange J.-Y., Hogarth W.L., Lisle I., Rouhipour H. 1999. Unsteady soil erosion due to rainfall impact: a model of sediment sorting on the hillslope. *Journal of Hydrology* 220: 115-128.
- Haschenburger JK., Cowie M. 2008. Floodplain stages in the braided Ngaruroro River, New Zealand. *Geomorphology* 103 (3): 466-475.
- Heng B. C. P., Sander G. C., Armstrong A., Quinton J. N., Chandler J. H., Scott C. F. 2011. Modeling the dynamics of soil erosion and size-selective sediment transport over nonuniform topography in flume-scale experiments. *Water Resource Research* 47 W02513, doi:10.1029/2010WR009375.
- Hicks, D. M., B. Gomez, and N. A. Trustrum. 2000. Erosion Thresholds and Suspended Sediment Yields, Waipaoa River Basin, New Zealand. *Water Resource Research* 36(4): 1129–1142.
- Hodgkins, R., Cooper, R., Wadham, J., Tranter, M. 2003. Suspended sediment fluxes in a High-Arctic glacierised catchment: implications for fluvial sediment storage. *Sedimentary Geology* 162: 105–117.
- Huang C., Wells L.K., Norton L.D. 1999. Sediment transport capacity and erosion processes: model concepts and reality. *Earth Surface Processes and Landforms* 24(6): 503-516.
- Hooper R.P. and Shoemaker C.A. 1986. A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation. *Water Resources Research* 22: 1444-1454.

- Jetten V.G., de Roo A.P.J., Favis-Mortlock D. 1999. Evaluation of field - scale and catchment - scale soil erosion models. *Catena* 3: 521-541.
- Jetten V.G., Govers G., Hessel R. 2003. Erosion models: quality of spatial predictions. *Hydrological Processes* 17(5): 887-900.
- Kalin L., Govindaraju R.S., Hantush M.M. 2004a. Development and application of a methodology for sediment source identification. I: Modified unit sedimentograph approach. *Journal of Hydrologic Engineering* 9 (3): 184-193.
- Kalin L., Govindaraju R.S., Hantush M.M. 2004b. Development and application of a methodology for sediment source identification. II: Optimization approach. *Journal of Hydrologic Engineering* 9 (3): 194-207.
- Kalinga O.A. and Gan T.Y. 2006. Semi-distributed modelling of basin hydrology with radar and gauged precipitation. *Hydrological Processes* 20: 3725-3746.
- Kemp P., Sear D., Collins A., Naden P., Jones I. 2011. The impacts of fine sediment on riverine fish. *Hydrological Processes* 25: 1800-1821.
- Kinnell P.I.A. 1990. The mechanics of raindrop-induced flow transport. *Australian Journal of Soil Research* 28: 497-516.
- Kinnell P.I.A. 2005. Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: a review. *Hydrological processes* 19: 2815-2844.
- Kirchner J.W. 2003. A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. *Hydrological Processes* 17 : 871-874.
- Kunh N.J., Hoffmann T., Schwanghart W., Dotterweich M. 2009. Agricultural soil erosion and global carbon cycle: controversy over? *Earth Surface Processes and Landforms* 34: 1033-1038.
- Kynch G.J. 1952. A theory of sedimentation. *Transaction of the Faraday Society* 48 : 166-176.
- Lambert CP and Walling DE. 1988. Measurement of channel storage of suspended sediment in a gravel-bed river. *Catena* 15 (1): 65-80.
- Lau Y.L. and Krishnappan B.G. 1997. Measurement of size distribution of settling flocs. Technical report, National Water Research Institute, Environment Canada, Burlington, Ontario, Canada.
- Lawler, D.M. 2005. The importance of high-resolution monitoring in erosion and deposition dynamics studies: examples from estuarine and fluvial systems. *Geomorphology* 64: 1-23
- Le Bissonnais Y. 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility : I. Theory and methodology. *European Journal of Soil Science* 47: 425-437.
- Le Bissonnais Y., Cros-Cayot S., Gascuel-Oudoux C. 2002. Topographic dependence of aggregate stability, overland flow and sediment transport. *Agronomy* 22: 489-501.
- Le Bissonnais Y., Blavet D., De Noni G., Laurent J.Y., Asseline J., Chenu C. 2007. Erodibility of Mediterranean vineyard soils: relevant aggregate stability methods and significant soil variables. *European Journal of Soil Science* 58: 188-195.
- Le Bouteiller C., Naaïm-Bouvet F., Mathys N., Lavé J. 2011. A new framework for modeling sediment fining during transport with fragmentation and abrasion. *Journal of Geophysical Research* 116, F03002, doi:10.1029/2010JF001926.
- Lefrancois J, Grimaldi C., Gascuel-Oudoux C., Gilliet N. 2007. Suspended sediment and discharge relationships to identify bank degradation as a main sediment source on small agricultural catchments. *Hydrological Processes* 21: 2923-2933.
- Lunt IA and Bridge JS. 2004. Evolution and deposits of a gravelly braid bar, Sagavanirktok river, Alaska. *Sedimentology* 51: 415-432.
- Ma R.M., Li Z.X., Cai C.F., Wang J.G. 2014. The dynamic response of splash erosion to aggregate mechanical breakdown through rainfall simulation events in Ultisols (subtropical China). *Catena* 121: 279-287.

- Martin C., Molénat J., Gascuel-Oudou C., Vouillamoz J. M., Robain H., Ruiz L., Faucheux M., Aquilina L. 2006. Modelling the effect of physical and chemical characteristics of shallow aquifers on water and nitrate transfer in small agricultural catchments. *Journal of Hydrology* 326 (1-4): 26-42.
- Martínez-Carreras N., Udelhoven T., Krein A., Gallart F., Iffly J.F., Ziebel J., Hoffmann L., Pfister L., Walling D.E. 2010. The use of sediment colour measured by diffuse reflectance spectrometry to determine sediment sources: application to the Attert River catchment (Luxembourg). *Journal of Hydrology* 382: 49-63.
- Mano V., Némery J., Belleudy P., Poirel A. 2009. Assessment of suspended sediment transport in four alpine watersheds (France) : influence of the climatic regime, *Hydrological Processes* 22, DOI : 10.1002/hyp.7178
- Mathys N., Brochot, S., Meunier, M., Richard, D. 2003. Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes de Haute Provence, France). Calibration of the ETC rainfall–runoff–erosion model. *Catena* 50: 527-548.
- Maizels J.K. 1979. Proglacial aggradation and changes in braided channel patterns during a period of glacier advance: An Alpine example. *Geografiska Annaler* 61A: 87–101.
- McDonnell J.J. 2003. Where does water go when it rains ? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. *Hydrological Processes* 17: 1869-1875.
- McMillan H., Freer J., Pappenberger F., Krueger T., Clark M. 2010. Impacts of uncertain river flow data on rainfall-runoff model calibration and discharge predictions. *Hydrological Processes* 24: 1270-1284.
- Meybeck M., Laroche L., Dürr H.H., Syvitski J.P. 2003. Global variability of daily total suspended solids and their fluxes. *Global Planetary Changes* 39: 65-93.
- Mikkelsen O.A., Hill P.S., Milligan T.G., Chant R.J. 2005. In situ particle size distributions and volume concentrations from a LISST-100 laser particle sizer and a digital floc camera. *Continental Shelf Research* 25 : 1959–1978.
- Miller W.P. and Baharuddin M.K. 1987. Particle size of interrill eroded sediments from highly weathered soils. *Soil Science Society of America Journal* 51: 1610-1615.
- Milliman J.D. and Syvitski J.P.M. 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology* 100: 525-544.
- Moatar F., Person G., Meybeck M., Coynel A., Etcheber H., Crouzet P. 2006. The influence of contrasting suspended particulate matter transport regimes on the bias and precision of flux estimates. *Science of the Total Environment* 370 (2–3): 515-531.
- Molénat J., Durand P., Gascuel-Oudou C., Davy P., Gruau G. 2002. Mechanisms of nitrate transfer from soil to stream in an agricultural watershed of french britanny. *Water, Air and Soil Pollution* 133: 161-183.
- Molénat J. and Gascuel-Oudou C. 2002. Modelling flow and nitrate transport in groundwater for the prediction of water travel times and of consequences of land use evolution on water quality. *Hydrological Processes* 16 : 479-492.
- Moore D. C. and Singer M. J. 1990. Crust formation effect on soil erosion processes. *Soil Science Society of America Journal* 54: 1117-1123.
- Morgan R.P.C., Quinton J.N., Smith R.E., Govers G., Poesen J.W.A., Auerswald K., Chisci G., Torri D., Styczen M.E. 1998. The European soil erosion model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 527-544.
- Morgan R.P.C., Duzant J.H. 2008. Modified MMF (Morgan–Morgan–Finney) model for evaluating effects of crops and vegetation cover on soil erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 32: 90-106.
- Mukundan R., Walling D.E., Gellis A.C., Slattery M.C., Radcliffe D.E. 2012. Sediment source fingerprinting: transforming from a research tool to a management tool. *Journal of the American Water Resources Association* 48: 1241-1257.
- Muste M., Fujita I., Hauet A. 2008. Large-scale particle image velocimetry for measurements in riverine environments. *Water Resources Research* 44: W00D19.

- Nadeu E., de Vente J., Martinez-Mena M., Boix-Fayos C. 2011. Exploring particle size distribution and organic carbon pools mobilized by different erosion processes at the catchment scale. *Journal of Soils Sediments* 11: 667-678.
- Neal C., Christophersen N., Neale R., Smith C.J., Whitehead P.G., Reynolds B. 1988. Chloride in precipitation and streamwater for the upland catchment of river severn, mid-wales; some consequences for hydrochemical models. *Hydrological Processes* 2(2): 155-165.
- Neal C. and Rosier PTW. 1990. Chemical studies of chloride and stable oxygen isotopes in 2 conifer afforested and moorland sites in the British upland. *Journal of Hydrology* 115: 269-283.
- Nearing M.A., Deer-Ascough L., Laflen J.M. 1990. Sensitivity analysis of the WEPP hillslope profile erosion model. *Trans ASAE* 33: 839-849.
- Nearing M.A. 1998. Why soil erosion models over-predict small soil losses and under-predict large soil losses? *Catena* 32:15–22.
- Némery J., Mano V., Coynel A., Etcheber H., Moatar F., Meybeck M., Belleudy P., Poirel A. 2013. Carbon and suspended sediment transport in an impounded alpine river (Isere, France). *Hydrological Processes* 27 (17): 2498-2508.
- Nord G. and Esteves M. 2005. PSEM2D: A physically based model of erosion processes at the plot scale. *Water Resources Research* 41(8).
- Obled C., Wendling J., Beven K., 1994. The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data. *Journal of Hydrology* 159: 305-333.
- Orwin JF, Smart CC, 2004. Short-term spatial and temporal patterns of suspended sediment transfer in pro-glacial channels, Small River Glacier, Canada. *Hydrological Processes* 18: 1521-1542.
- Owens PN, Walling DE, Leeks GJL. 1999. Deposition and storage of fine-grained sediment within the main channel system of the river Tweed, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* 24: 1061-1076.
- Owens P.N., Batalla R.J. Collins A.J., Gomez B., Hicks D.M., Horowitz A.J., Kondolf G.M., Marden M., Page M.J., Peacock D.H., Petticrew E.L., Salomons W., Trustrum N.A. (2005) Fine-grained sediment in riversystems: environmental significance and management issues. *River Research and Application* 21: 693-717.
- Palazón L., Gaspar L., Latorre B., Blake W.H., Navas A. 2014. Evaluating the importance of surface soil contributions to reservoir sediment in alpine environments: a combined modelling and fingerprinting approach in the Posets-Maladeta Natural Park. *Solid Earth* 5: 963-978.
- Parsons A.J., Abrahams A.D., Luk S.H. 1991. Size characteristics of sediment in interrill overland flow on a semiarid hillslope, southern Arizona. *Earth Surface Processes and Landforms* 16: 143-152.
- Phillips J.D. and Marion D.A. 2001. Residence times of alluvium in an east Texas stream as indicated by sediment color. *Catena* 45: 49-71.
- Phillips J.M. and Walling D.E. 1995. An assessment of the effects of sample collection, storage and resuspension on the representativeness of measurements of the effective particle size distribution of fluvial suspended sediment. *Water Research* 29(11): 2498-2508.
- Phillips J.M. and Walling D.E. 2005. Intra-storm and seasonal variations in the effective particle size characteristics and effective particle density of fluvial suspended sediment in the Exe Basin, Devon, United Kingdom. In *Flocculation in Natural and Engineered Environmental Systems*, pages 47–70. I.G. Droppo, G.G. Leppard, S.N. Liss, T.M. Milligan, CRC Press Boca Raton, FL.
- Pimentel D., Harvey C.R., Resosudarmo P., Sinclair K., Kurz D., McNair M., Crist S., Shpritz L., Fitton L., Saffouri R., Blair R. 1995. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. *Science* 267: 1117-1123.
- Piro P., Carbone M., Penna N., Marsalek J. 2011. Characterization of the settling process for wastewater from a combined sewer system. *Water Research* 45: 6615-6624.
- Planchon O., Esteves M., Silvera N., Lapetite J.M. 2000. Raindrop erosion of tillage induced microrelief: Possible use of the diffusion equation. *Soil Tillage Research* 56: 131-144.

- Planchon O., Silvera N., Gimenez R., Favis-Mortlock D., Wainwright J., Le Bissonnais Y., Govers G. 2005. An automated salt-tracing gauge for flow-velocity measurement. *Earth Surface Processes and Landforms* 30: 833-844.
- Poesen J. and Savat J. 1981. Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash: Part II. detachability and transportability measurements. *Catena* 8: 19-41.
- Porta J. 1998. Methodologies for the analysis and characterization of gypsum soils in soils: a review. *Geoderma* 158: 3-14.
- Quinton J.N., Govers G., Van Oost K., Bardgett R.D. 2010. The impact of agricultural soil erosion on biogeochemical cycling. *Nature Geoscience* 3: 311-314.
- Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C. 1997. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). 703. US Department of Agriculture: Washington D.C. Agriculture Handbook.
- Rey F., Burylo M. 2014. Can bioengineering structures made of willow cuttings trap sediment in eroded marly gullies in a Mediterranean mountainous climate? *Geomorphology* 204: 564-572.
- Rienzi E.A., Fox J.F., Grove J.H., Matocha C.J. 2013. Interrill erosion in soils with different land uses: the kinetic energy wetting effect on temporal particle size distribution. *Catena* 107: 130-138.
- Robson A., Beven K., Neal C. 1992. Towards identifying sources of subsurface flow: A comparison of components identified by a physically based runoff model and those determined by chemical mixing techniques. *Hydrological Processes* 6(2): 199-214.
- Römken M. J. M. and Wang J. Y. 1986. Effect of tillage on surface roughness. *Transactions of the ASAE* 29: 429-433.
- Salles C., Poesen J., Govers G. 2000. Statistical and physical analysis of soil detachment by raindrop impact: rain erosivity indices and threshold energy. *Water Resources Research* 36(9): 2721-2729.
- Salles C. and Poesen J. 2000. Rain properties controlling soil splash detachment. *Hydrological processes* 14: 271-282.
- Shi Z.H., Fang N.F., Wub F.Z., Wanga L., Yue B.J., Wua G.L. 2012. Soil erosion processes and sediment sorting associated with transport mechanisms on steep slopes. *Journal of Hydrology* 454-455: 123-130.
- Sidorchuk A. 2005. Stochastic modelling of erosion and deposition in cohesive soils. *Hydrological Processes* 19: 1399-1417.
- Skoulikidis N.T. 2009. The environmental state of rivers in the Balkans-A review within the DPSIR framework. *Science of the Total Environment* 407 (8): 2501-2516.
- Slattery M.C. and Burt T.P. 1997. Particle size characteristics of suspended sediment in hillslope runoff and stream flow. *Earth Surface Processes and Landforms* 22:705-719
- Smith BPG, Naden PS, Leeks GJL, Wass PD. 2003. Characterizing the fine sediment budget of a reach of the River Swale, Yorkshire, U.K. during the 1994 to 1995 winter season. *Hydrobiologia* 494: 135-143.
- Smith R.E., Quinton J., Goodrich D.C., Nearing M. (2010) Soil erosion models: where do we really stand? Short communication on the papers by Wainwright et al. (2008a,b,c). *Earth Surface Processes and Landforms*. doi: 10.1002/esp.1985.
- Souchère V., King D., Daroussin J., Papy F., Capillon A. 1998. Effects of tillage on runoff directions: consequences on runoff contributing areas within agricultural catchments. *Journal of Hydrology* 206: 256-267.
- Soulsby C. and Dunn S. M. 2003. Towards integrating tracer studies with a conceptual rainfall-runoff model; insights from a sub-arctic catchment in the Cairngorm Mountains, Scotland. *Hydrological Processes* 17: 403-416.
- Sternberg H. 1875. Untersuchungen über Langen-und Querprofil geschiebeführender Flüsse, *Z. Bauwes.* 25: 486-506.
- Stewart M.K. and Mc Donnell J.J. 1991. Modelling base flow soil water residence times from deuterium concentrations. *Water Resources Research* 27: 2681-2693.

- Stokes A., Douglas G.B., Fourcaud T. et al. 2014. Ecological mitigation of hillslope instability: ten key issues facing researchers and practitioners. *Plant and Soil* 377 (1-2): 1-23.
- Stott T. and Mount N. 2007. Alpine proglacial suspended sediment dynamics in warm and cool ablation seasons: Implications for global warming. *Journal of Hydrology* 332(3-4): 259-270.
- Sutherland R.A., Wan Y., Lee C.T., Ziegler A.D. 1996. Aggregate enrichment ratios for splash and wash transported sediment from an Oxisol. *Catena* 26: 187-208.
- Syvitski J.P.M., Vörösmarty C.J., Kettner A.J., Green P. 2005. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science* 308: 376-380.
- Tacon S., Liébault F., Piégay H. 2011. LiDAR derived morphological changes of gravel bed rivers in the french prealps. European Geophysical Union conference EGU2011 13:7165.
- Takken I., Govers G., Steegen A., Nachtergaele J., Guérif J. 2001. The prediction of runoff flow directions on tilled fields. *Journal of Hydrology* 248: 1-13.
- Tatard L., Planchon O., Wainwright J., Nord G., Favis-Mortlock D., Silvera N., Ribolzi O., Esteves M., Huang C.H. 2008. Measurement and modelling of high resolution flow-velocity data under simulated rainfall on a low-slope sandy soil. *Journal of Hydrology* 348: 1-12.
- Tóth G., Montanarella L., Rusco E. 2008. Threats to Soil Quality in Europe. European Commission, Joint Research Centre Scientific and technical report EUR 23438 EN.
- Thomas R.B. and Lewis J. 1993. A comparison of selection-at-list time and time stratified sampling for estimating suspended sediment loads. *Water Resources Research* 29 (4): 1247-1256.
- Thomas R.B. and Lewis J. 1995. An evaluation of flow-stratified sampling for estimating suspended sediment loads. *Journal of Hydrology* 170 (1): 27-45.
- Tyagi J.V., Mishra S.K., Singh R., Singh V.P. 2008. SCS-CN based time-distributed sediment yield model. *Journal of Hydrology* 352: 388-403.
- Van Dijk A.I.J.M., Meesters A.G.C.A., Bruijnzeel L.A. 2002. Exponential distribution theory and the interpretation of splash detachment and transport experiments. *Soil Science Society of America Journal* 66: 1466-1474.
- Vanmaercke M., Peosen J., Verstreten G., de Vente J., Ocakoglu F. 2011. Sediment yield in Europe: spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology* 130: 142-161.
- Van Oost K., Beuselinck L., Hairsine P.B., Govers G. 2004. Spatial evaluation of multi-class sediment transport and deposition model. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 1027-1044.
- Van Oost K., Govers G., Cerdan O., Thauere D., Van Rompaey A., Steegen A., Nachtergaele J., Takken I., Poesen J. 2005. Spatially distributed data for erosion model calibration and validation: The Ganspoel and Kinderveld datasets. *Catena* 61: 105-121.
- Veihe A. and Quinton J. 2000. Sensitivity analysis of EUROSEM using Monte Carlo simulation I: hydrological, soil and vegetation parameters. *Hydrological Processes* 14: 915-926.
- Verney R., Lafitte R., Brun-Cottan J.C. 2009. Flocculation potential of estuarine particles: the importance of environmental factors and of the spatial and seasonal variability of suspended particulate matter. *Estuaries and coasts* 32: 678-6963.
- Viparelli E., Lauer J.W., Belmont P., Parker G. 2013. A numerical model to develop long-term sediment budgets using isotopic sediment fingerprints. *Computers and Geosciences* 53: 114-122.
- Viscara Rossel R.A., Walwoort D.J.J., McBratney A.B., Janik L.J., Skjemstad J.O. 2006. Visible, near infrared, mid infrared or combined diffuse reflectance spectroscopy for simultaneous assessment of various soil properties. *Geoderma* 131: 59-75.
- Vitvar T. and Balderer W. 1998. Estimation of mean residence times and runoff generation by stable isotope measurements in a small prealpine catchments, *Applied Geochemistry* 12: 787-796.
- Wainwright J., Parsons A.J., Müller E.N., Brazier R.E., Powell D.M., Fenti B. 2008a. A transport-distance approach to scaling erosion rates: 1. background and model development. *Earth Surface Processes and Landforms* 33: 813-826.

- Wainwright J., Parsons A.J., Müller E.N., Brazier R.E., Powell D.M., Fenti B. 2008b. A transport-distance approach to scaling erosion rates: 2. Sensitivity and evaluation of Malheran. *Earth Surface Processes and Landforms* 33: 962-984.
- Wainwright J., Parsons A.J., Müller E.N., Brazier R.E., Powell D.M., Fenti B. 2008c. A transport-distance approach to scaling erosion rates: 3. Evaluating scaling characteristics of Malheran. *Earth Surface Processes and Landforms* 33: 1113-1128.
- Wallbrink P.J., Murray A.S. 1993. Use of fallout radionuclides as indicators of erosion processes. *Hydrological Processes* 7 (3) : 297-304.
- Wallbrink P.J., Murray A.S., Olley J.M. 1999. Relating suspended sediment to its original soil depth using fallout radionuclides. *Soil Science Society of America Journal* 63 (2) : 369-378.
- Wallbrink P.J., Martin C.E., Wilson C.J. 2003. Quantifying the contributions of sediment, sediment-P and fertiliser-P from forested, cultivated and pasture areas at the landuse and catchment scale using fallout radionuclides and geochemistry. *Soil and Tillage Research* 69: 53-68.
- Walling D.E., Owens P.N., Leeks G.J.L. 1998. The role of channel and floodplain storage in the suspended sediment budget of the river Ouse, Yorkshire, UK. *Geomorphology* 22: 225-242.
- Walling D.E., Owens P.N., Waterfall B.D., Leeks G.J.L., Wass P.D. 2000. The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK. *The Science of the Total Environment* 251/252 : 205-222.
- Walling D.E., Collins A.L., Jones P.A., Leeks G.J.L., Old G., 2006. Establishing fine-grained sediment budgets for the Pang and Lambourn LOCAR study catchments. *Journal of Hydrology*. 330: 126-141.
- Walling D.E. 2013. The evolution of sediment source fingerprinting investigations in fluvial systems. *Journal of Soils and Sediments* 13 (10) : 1658-1675.
- Wan Y. and El-Swaify S.A. 1998. Characterizing interrill sediment size by partitioning splash and wash processes. *Soil Science Society of America Journal* 62: 430-437.
- Wang Z., Govers G., Steegen A., Clymans W., Van den Putte A., Langhans C., Merckx R., Van Oost K. 2010. Catchment-scale carbon redistribution and delivery by water erosion in an intensively cultivated area. *Geomorphology* 124(1-2): 65-74.
- Wang J.G., Li Z.X., Cai C.F., Yang W., Ma R.M., Zhang G.B. 2013. Effects of stability, transport distance and two hydraulic parameters on aggregate abrasion of Ultisols in overland flow. *Catena* 126: 134-142.
- Wang J.G., Li Z.X., Cai C.F., Ma R.M. 2014. Particle size and shape variation of Ultisol aggregates affected by abrasion under different transport distances in overland flow. *Catena* 123: 153-162.
- Warburton J. 1990. An alpine proglacial fluvial sediment budget. *Geografiska Annaler* 72A: 261-272.
- Warburton, J. 1999. Environmental change and sediment yield from glacierized basins: The role of fluvial processes and storage. In: Brown, A.G., Quine, T.A. (Eds.), *Fluvial Processes and environmental change*. Wiley, Chichester, pp. 363-384.
- Wels C., Cornett R.J., Lazerte B.D. 1991. Hydrograph separation: a comparison of geochemical and isotope tracers. *Journal of Hydrology* 11: 253-274.
- Wilkinson S.N., Hancock G.J., Bartley R., Hawdon A.A., Keen R.J. 2013. Using sediment tracing to assess processes and spatial patterns of erosion in grazed rangelands, Burdekin River basin, Australia. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 180: 90-102.
- Williams G.P. 1989. Sediment concentrations versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology*. 111: 89-106.
- Williams N.D., Walling D.E., Leeks G.J.L. 2007. High temporal resolution in situ measurement of the effective particle size characteristics of fluvial suspended sediment. *Water Research* 41: 1081-1093.
- Wilson A.J., Walling D.E., Leeks G.J.L. 2004. In-channel storage of fine sediment in rivers of southwest England. *Sediment Transfer through the Fluvial System (Proceedings of the Moscow Symposium, August 2004)*. IAHS Publ. 288.



- Winterwerp J.C. (2001) Stratification effects by cohesive and noncohesive sediment. *Journal of geophysical research* 106, C10, 22559-22574.
- Woods R. and Sivapalan M. 1999. A synthesis of space-time variability in storm response: rainfall, runoff generation, and routing. *Water Resources Research* 35: 2469-2485.
- Woodward J.C., Porter P.R., Lowe A.T., Walling D.E., Evans A.J. 2002. Composite suspended sediment particles and flocculation in glacial meltwaters : preliminary evidence from Alpine and Himalayan basins. *Hydrological processes* 16: 1735-1744.
- Woznicki S.A., Nejadhashemi A.P., Pouyan A. 2014. Assessing uncertainty in best management practice effectiveness under future climate scenarios. *Hydrological Processes* 28 (4): 2550-2566.
- Wren D.G., Barkdoll B.D., Kuhnle R.A., Derrow R.W., 2000. Field techniques for suspended sediment measurement. *Journal of Hydraulic Engineering* 126 (2): 97-104.
- Wright A.C. 1986. A physically-based model of the dispersion of splash droplets ejected from a water drop impact. *Earth Surface Processes and Landforms* 11: 351-367.
- Yan F.L., Shi Z.H., Li Z.X., Cai C.F. 2008. Estimating interrill soil erosion from aggregate stability of ultisols in subtropical china. *Soil & Tillage Research* 100: 34-41.
- Young R.A, Onstad C.A., Bosch D.D., Anderson W.P. 1989. AGNPS: a nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. *Journal of Soil and Water Conservation* 44: 168–173.
- Zhang B. and Horn R. 2001. Mechanisms of aggregate stabilization in ultisols from subtropical china. *Geoderma* 99(1–2): 123–145.
- Zhenyao S, Lei C., Qian L., Ruimin L., Qian H. 2012. Impact of spatial rainfall variability on hydrology and nonpoint source pollution modeling. *Journal of Hydrology* 472-473: 205-215.
- Zoccatelli D., Borga M., Viglione A., Chirico G. B., Blöschl G. 2011. Spatial moments of catchment rainfall: rainfall spatial organisation, basin morphology, and flood response. *Hydrology and Earth System Sciences* 15: 3767-3783.